

UNIVERSITE TOULOUSE III - PAUL SABATIER

U.F.R. Sciences de la Vie et de la Terre

THESE

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE TOULOUSE III

Discipline : Hydrologie - Géologie

présentée et soutenue

par

Naziano FILIZOLA

le 12 décembre 2003

Titre :

Transfert sédimentaire actuel par les fleuves amazoniens

Directeur de thèse : M. Jean Loup GUYOT, DR IRD, Toulouse

JURY

M. Christian FRANCE-LANORD, DR CNRS, Nancy

M. Jean Claude OLIVRY, DR IRD, émérite

M. Jean Luc BOUCHEZ, Professeur UPS, Toulouse

M. Jean Marie JOUANNEAU, DR CNRS, Bordeaux

M. Michel MEYBECK, DR CNRS, Paris 6

Avant propos / Remerciements

Les résultats du travail de thèse présentés dans ce document, ont pu être atteints grâce au soutien de nombreuses personnes. Leurs contributions ont été fondamentales, tant pour la réalisation des campagnes de terrain, que pour la bonne marche du projet HYBM et, enfin, la rédaction du document final.

Pour cela, j'adresse mes remerciements :

- tout d'abord à l'IRD et à la CAPES, pour leur soutien financier sans lequel ce travail n'aurait pas été possible.
- aux collègues brésiliens de l'ancien DNAEE (*Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica*) et de l'ANEEL (*Agência Nacional de Energia Elétrica*), qui sont pour la plupart aujourd'hui à l'ANA (*Agência Nacional de Águas*), ainsi qu'aux collègues de la CPRM (*Serviço Geológico do Brasil*) pour leur précieuse collaboration et leur amitié lors de la découverte des cours d'eau d'Amazonie. Je pense particulièrement à Valdemar Guimarães, Eurides de Oliveira, Marcos Freitas, Marcos Rios, Reginaldo Longuinhos, Raymundo Borges, Andreлина, Gutemberg Meneses, João Bosco Alfenas et Emmanuel Lopes.
- Aux collègues de l'IRD et à leurs familles, tant au Brésil qu'en France, pour leur soutien constant, et qui m'ont transmis leur passion pour la recherche scientifique : Alain Laraque, Maurice Lourd, Patrick et Frédérique Seyler, Gérard Hérail, Patrice Baby, Luc Bourrel, Jacques Callède, Pascal Fraizy, Robert Hoorelbecke, Philippe Magat, et plus spécialement Jean Loup Guyot, mon directeur de thèse et ami, avec qui nous avons lancé en 1994 les premières campagnes de ce qui est devenu aujourd'hui le programme HYBAM.
- Aux autres amis et collègues de France, qui m'ont apporté leur aide, en particulier Bernard Dupré, directeur du LMTG, pour l'excellent accueil au sein de son équipe toulousaine, Claude Hérail qui nous a reçus avec attention, ma famille et moi, à de nombreuses occasions, et nous a fait découvrir la culture française, Maryse et André Mayoral, les amis des différents quartiers toulousains, les amis de l'église de Saint

François d'Assise (surtout Gilbert et Dominique), vous tous qui nous ont aidé à surmonter « a saudade do Brasil ».

- Aux collègues brésiliens de Toulouse, de l'association « Bras-Toulousaine », et tout ceux avec qui nous avons partagé des moments agréables.
- Je tiens également à remercier mes parents, qui ont fait germer en moi l'esprit de persévérance, et m'ont transmis leur amour pour la région amazonienne, ce qui m'a donné la force de continuer, même quand j'étais très éloigné de « Rio Preto da Eva ».
- Finalement, je remercie Dieu et ma petite famille : Carla, Lucas, et Mariana, qui s'est agrandie à Toulouse avec la naissance de la petite Beatriz, authentique « Bras-Toulousaine », pour m'avoir accompagné en France, et avoir partagé cette expérience qui a marqué durablement et très positivement nos vies.

A tous Obrigado !

Sommaire / Table des matières

Chapitre 1	Introduction	p. 9
Chapitre 2	Le bassin de l' Amazone	p. 19
2.1.	Localisation géographique	p. 20
2.2.	Relief et géologie	p. 21
2.3.	Sols et végétation	p. 25
2.4.	Climat et hydrologie	p. 28
2.5.	Population	p. 36
Chapitre 3	Données et méthodes	p. 39
3.1	Origine des données	p. 40
3.2.	Méthodes de jaugeage	p. 51
3.3.	Méthodes d'échantillonnage des matières en suspension - MES	p. 64
3.4.	Méthode de détermination des concentrations en MES	p. 85
3.5.	Méthode de calcul des flux des MES	p. 87
Chapitre 4	Distribution des MES dans la section de jaugeage	p. 95
4.1.	Introduction	p. 96
4.2.	Campagnes du projet HYBAM au Brésil, et les sections représentatives	p. 97
4.3.	Distribution des MES dans la section	p. 121
4.4.	Influence de la taille des MES sur leur distribution dans la section	p. 130
4.5.	Relation liant les concentrations en MES aux intensités de l'ADCP	p. 141
4.6.	Calcul du débit solide - QS	p. 147
4.7.	Profils verticaux de débit solide - QS	p. 151
4.8.	Calcul du débit solide à partir des échantillons de surface	p. 162
4.9.	Conclusion	p. 173
Chapitre 5	Flux sédimentaire actuel dans le bassin amazonien.	
	1. A partir des campagnes HYBAM	p. 177
5.1.	Introduction	p. 178
5.2.	Variabilité longitudinale sur les principaux fleuves	p. 180
5.3.	Variabilité temporelle des flux aux principales stations	p. 200
5.4.	Régime hydro-sédimentaire à partir des données des campagnes HYBAM	p. 207
5.5.	Première évaluation des flux sédimentaires et des apports à l'Océan	p. 210
5.6.	Conclusion	p. 211

Chapitre 6	Flux sédimentaire actuel dans le bassin amazonien.	
	2. A partir des stations de référence	p. 213
6.1.	Introduction	p. 214
6.2.	Stations de référence HYBAM	p. 214
6.3.	Variabilité temporelle des MES aux stations de référence HYBAM	p. 215
6.4.	Variabilité temporelle de la relation $QS = f(Q)$	p. 226
6.5.	Régime hydro-sédimentaire à partir des données des stations de référence	p. 228
6.6.	Conclusion	p. 233
Chapitre 7	Flux sédimentaire actuel dans le bassin amazonien.	
	3. A partir des stations des réseaux nationaux	p. 235
7.1.	Introduction	p. 236
7.2.	Variabilité temporelle des MES sur les réseaux	p. 237
7.3.	Régime hydro-sédimentaire à partir des données des réseaux nationaux	p. 247
7.4.	Bilan des flux sédimentaires dans le bassin du Rio Madeira	p. 252
7.5.	Bilan des flux sédimentaires dans le bassin amazonien au Brésil	p. 262
7.6.	Conclusion	p. 272
Chapitre 8	Conclusions générales	p. 275
Références		p. 281

Chapitre 1

Introduction



Les fleuves ont depuis l'Antiquité constitué un lien fondamental entre les civilisations. L'Amazone, objet de notre étude, n'échappe pas à la règle, et ses eaux ont vu se croiser, puis se heurter, les civilisations amérindiennes et celle des conquérants européens.

Pour le scientifique, les fleuves représentent un objet d'étude privilégié au carrefour de nombreuses disciplines telles que l'hydrologie, la géomorphologie, la géochimie ou encore l'écologie. Au plan plus spécifiquement hydrologique, le fleuve et son bassin de drainage constituent une unité fonctionnelle pour le cycle de l'eau et, à ce titre, un espace intégrateur privilégié pour l'établissement de bilans ou encore la validation de modèles d'altération et d'érosion. Ainsi, les fleuves sont au cœur du cycle externe des éléments, transportant aux océans les matériaux arrachés aux continents.

Les fleuves répondent très vite aux variations des conditions des milieux existant à la surface des continents, en quelques mois pour le transport en solution, en quelques années pour le transport solide. Ils seront donc particulièrement sensibles à tout changement, notamment de climat ou ceux résultant des activités humaines.

L'érosion est un ensemble de processus complexes, responsables de l'aplanissement des reliefs, de la formation des sols et du transfert des sédiments. Ces processus sont impliqués dans le cycle d'évolution d'une roche, de sa désagrégation mécanique ou de son altération chimique jusqu'à son transport à l'océan (Maneux, 1988). Dans un réseau hydrographique, les fleuves exportent vers l'océan une grande partie des matériaux issus de ces processus d'érosion sous forme dissoute, ou particulaire. Ces particules sont mises en mouvement sous forme de matières en suspension (MES) ou de transport de fond (charriage). Les matières en suspension, exprimées généralement en mg.l^{-1} , sont constituées essentiellement de silts et argiles, plus rarement de sables (selon la classification des sédimentologues) et se déplacent par définition à la vitesse du courant. Chaque particule est soumise d'une part à la force de la pesanteur et d'autre part à la force du "courant" qui varie constamment car l'écoulement en milieu naturel est très variable. De cet équilibre entre les forces va dépendre le gradient de concentration en MES entre la surface de l'eau et le fond du cours d'eau, ainsi que la proportion des masses transportées en suspension et par charriage (Edwards & Glysson, 1988). Cette observation pose plusieurs difficultés dans la détermination de la quantité de sédiments exportés par un fleuve. D'une part, elle impose de calculer une moyenne intégrée sur la totalité de la section mouillée du fleuve en un point donné ; d'autre part elle impose de

prendre en compte la variabilité temporelle des concentrations. Une troisième difficulté est liée à la réponse temporelle du bassin versant aux événements hydrologiques. Si bien que pour un même débit liquide peuvent correspondre des concentrations de matières en suspension très différentes, comme cela a été observé sur les fleuves africains comme l'Oubangui et le Congo (Olivry et al., 1989), ainsi que sur le haut bassin versant du Rio Madeira en Bolivie (Guyot et al., 1996).

L'essentiel de la littérature scientifique traitant des bilans d'érosion considère de façon implicite que le transport solide d'un fleuve ramené à la superficie de son bassin versant correspond au taux d'érosion moyen de ce bassin versant. Cette hypothèse, rarement remise en question, suppose l'existence d'un équilibre interne au fleuve entre les phénomènes d'érosion du lit et des berges, le transport et la sédimentation (Chapman, 1992 ; Long, 1989). L'érosion des berges et du lit, rarement mesurée, ou l'existence de lacs ou de barrages artificiels par exemple, peuvent modifier la quantité de sédiments transportés et par la suite, l'estimation des taux d'érosion des bassins. Seul un état stationnaire entre le dépôt des sédiments et leur reprise par le fleuve lui-même permettrait de considérer que la détermination du flux solide est une mesure directe du taux d'érosion de son bassin versant.

Les apports globaux de MES aux océans et le rôle des grands bassins tropicaux

Les grands bassins fluviaux tropicaux représentent 25% des terres émergées des continents, et 57% de l'eau douce disponible à la surface de la planète. Ils sont aussi responsables pour 50% des apports solides (matières en suspension) et 38% des apports en solution. Aussi, les plus forts taux d'érosion sont observés dans les bassins hydrographiques en milieu tropical (Figure 1.01) et plus particulièrement dans ceux qui drainent les chaînes de montagnes actives (Pinet & Souriau, 1988 ; Milliman & Syvitzki, 1992 ; Summerfield & Hulton, 1994). Les taux d'érosion sont conditionnés par plusieurs facteurs liés à la température, à l'intensité des pluies et l'écoulement des eaux de surface qui influencent la désagrégation du sol et de la couverture végétale. De plus, la lithologie et le relief déterminent également les conditions d'écoulement des eaux du bassin. Les processus d'érosion, de transport et de sédimentation sont donc sensibles aux changements climatiques globaux (Julien, 1995). Dans ce contexte, le relief et le climat sont les deux principaux moteurs de la dynamique de transfert de matière à la surface de la planète. De plus, dans le cas des grands bassins continentaux, comme celui de l'Amazonie, les changements anthropiques comme la déforestation, les activités agricoles,

l'exploitation minière, ainsi que l'urbanisation démesurée depuis quelques années (Sternberg, 1975, 1995) ont une influence non négligeable sur les processus d'érosion. Les résultats de ces activités humaines génèrent un changement dans la couverture végétale et des sols qui, à son tour, induit une modification dans le régime climatique (Shukla et al., 1990).

L'importance du bassin amazonien

Bassin fluvial tropical par excellence, le bassin de l'Amazonie (Figure 1.02) possède un des écosystèmes les plus riches au monde. Ce bassin qui s'étend sur 6 millions de km² (≈ 5% des terres émergées des continents), apporte à l'océan Atlantique un volume d'eau de ≈ 6.6 10¹² m³.an⁻¹, ce qui correspond à 20% environ du total des eaux douces continentales (Molinier et al., 1996). Le bassin de l'Amazonie est incontestablement le plus grand bassin du monde (Tableau 1.01).

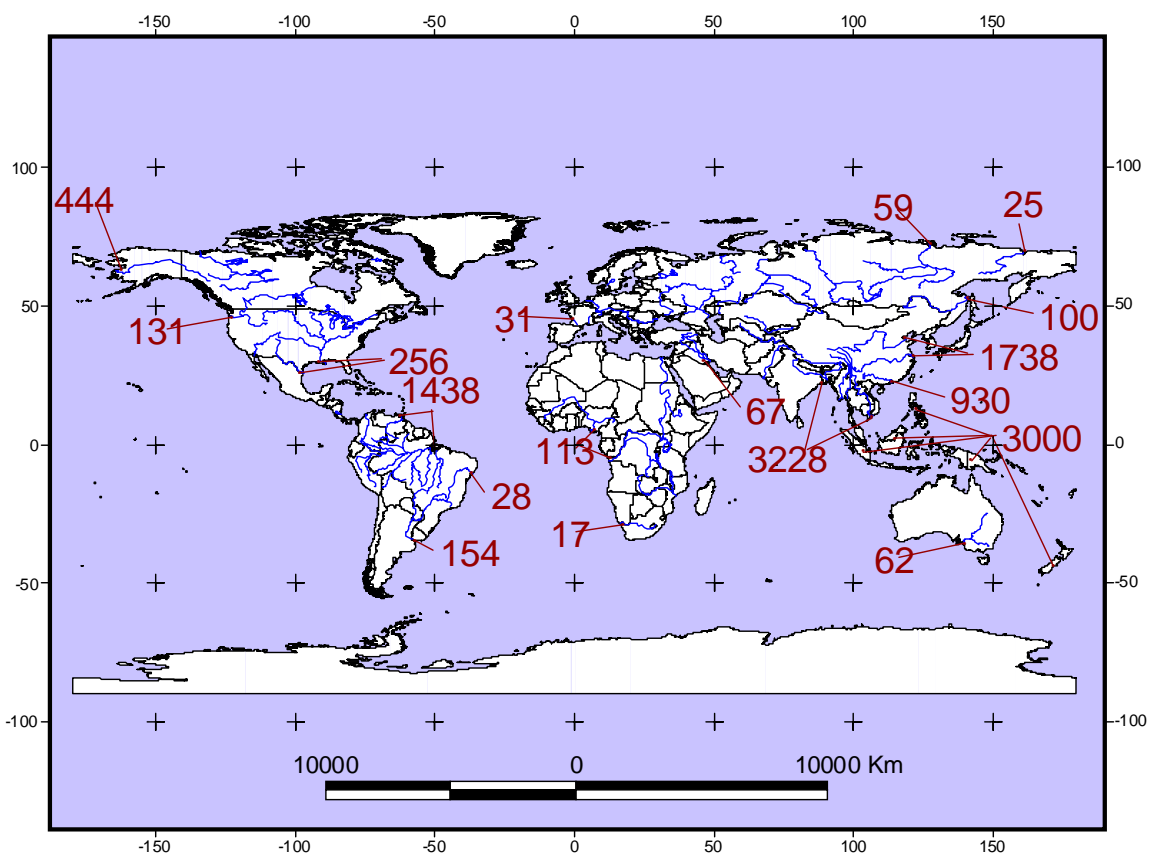


Figure 1.01 : Apports de matière solide aux océans (10⁶ t.a⁻¹)

La contribution des grands fleuves tropicaux est remarquable (Milliman & Meade, 1983).

Tableau 1.01 : Les 10 plus grands bassins fluviaux du monde (Source Guyot, 1993).

Bassin		Superficie	Bassin		Superficie
<i>d'après Degens et al., 1991</i>		(10 ⁶ km ²)	<i>d'après Probst, 1990</i>		(10 ⁶ km ²)
1	Amazone	6.0	1	Amazone	6.0
2	Congo	3.5	2	Congo	3.7
3	Mississippi	3.2	3	Mississippi	3.3
4	Nil	3.0	4	Paraná	2.9
5	Ob	3.0	5	Ienissei	2.6
6	Paraná	2.8	6	Lena	2.4
7	Ienissei	2.5	7	Ob	2.3
8	Lena	2.4	8	Amour	1.9
9	Yangtze	2.0	9	Nil	1.9
10	Mackenzie	1.8	10	Yangtze	1.8

Le bassin amazonien (Figure 1.02) présente des caractéristiques climatiques et topographiques contrastées. La partie orientale du bassin versant est caractérisée par une chaîne de montagne active : les Andes, qui n'occupent que 11% de la surface totale du bassin mais apportent la quasi totalité des matières en suspension (MES) transportées par les grands fleuves amazoniens (Sioli, 1950, 1964 ; Gibbs, 1967 ; Meade et al., 1985 ; Guyot et al., 1994 ; Filizola, 1999). La vaste plaine amazonienne où des aires de sédimentation ont pu être identifiées (Guyot, 1993 ; Baby et al., sous presse), est entourée par les boucliers guyanais et brésilien du Précambrien. Le relief varie de 0 à plus de 6 000 m d'altitude, la pluie varie de 100 à 5 000 mm an⁻¹ et la végétation est à plus de 70% constituée par la forêt tropicale humide.

Au cours des années soixante dix et quatre vingt, l'écosystème amazonien est devenu un thème d'étude majeur au sein de la communauté scientifique internationale, et sans doute l'un des plus médiatisés. Ceci a favorisé une série de projets scientifiques multidisciplinaires dont les résultats ont été publiés dans plusieurs ouvrages de synthèse : *The Amazon* (Sioli, 1984) ; *Key environments: Amazonia* (Prance & Lovejoy, 1985) ; *Biogeography and Quaternary history in Tropical America* (Whitmore & Prance, 1987). Les retombées des résultats scientifiques ont eu un fort impact sur la politique socio-économique des pays amazoniens et ont favorisé un engagement important de la communauté scientifique internationale. Nous pouvons illustrer ces engagements par ceux qui touchent au domaine de l'hydrologie, comme

par exemple, les travaux de l'United States Geological Survey (USGS), et des universités américaines en association avec le gouvernement et des universités du Brésil (Richey et al., 1986) et du Venezuela (Meade et al., 1990). Il en est de même avec la France, où, à partir des années quatre vingt, l'Institut Français de Recherche pour le Développement (IRD, ex-ORSTOM) a établi des accords de coopération avec plusieurs pays amazoniens :

- i. le Brésil, par l'intermédiaire du Conseil National de Recherche (CNPq), des agences gouvernementales (DNAEE¹ ANEEL² et ANA³), et des universités de Brasília, Rio de Janeiro et São Paulo (UnB⁴, UFRJ⁵ et USP⁶),
- ii. la Bolivie avec le Service National de Météorologie et d'Hydrologie (SENAMHI), et l'Université Major de San Andres de La Paz (UMSA),
- iii. l'Equateur avec l'Institut National de Météorologie et d'Hydrologie (INAMHI),
- iv. et plus récemment le Pérou avec le SENAMHI local.

Ces institutions collaborent et participent conjointement au programme international **Hydrologie et géodynamique du Bassin Amazonien – HYBAM**, pour étudier l'hydrologie et les transferts de matières dans le bassin de l'Amazone.

Les activités de recherche du programme HYBAM s'appuient sur l'existence des réseaux hydrologiques nationaux, et l'organisation de campagnes de terrain sur les principaux fleuves du bassin, à différentes époques du cycle hydrologique. Un échantillonnage régulier a été mis en place sur certaines stations du réseau hydrologique (stations de référence) afin de contrôler la variabilité saisonnière des flux sédimentaires et géochimiques. C'est dans ce contexte que s'inscrivent les travaux présentés dans ce mémoire.

¹ Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica

² Agência Nacional de Energia Elétrica

³ Agência Nacional das Águas

⁴ Universidade de Brasília

⁵ Universidade Federal do Rio de Janeiro

⁶ Universidade de São Paulo

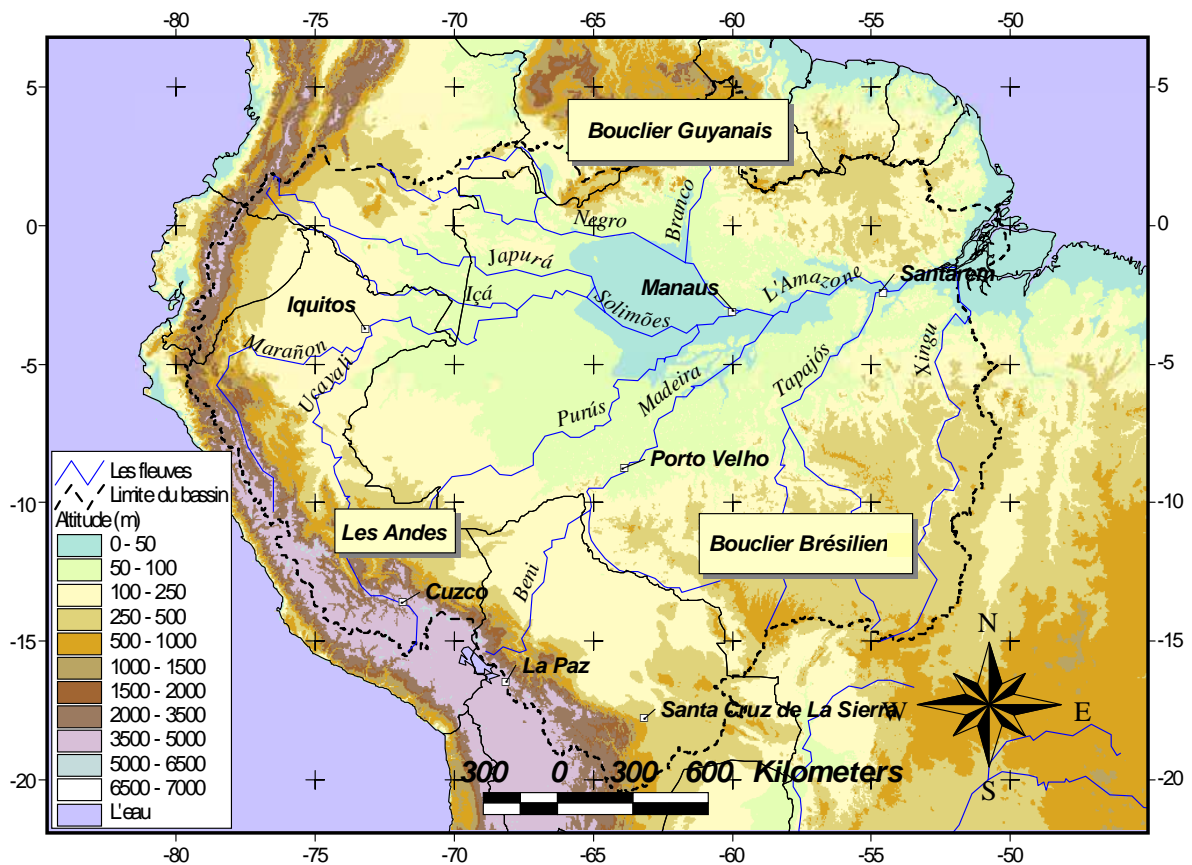


Figure 1.02 : Le bassin de l'Amazonie, avec son relief contrasté et les principaux fleuves du réseau hydrographique.

Érosion et transport sédimentaire dans le bassin amazonien

Le flux de matières transportées par les formateurs de l'Amazonie permet d'appréhender :

- les processus d'érosion de la chaîne montagneuse des Andes et des boucliers brésilien et guyanais,
- les problèmes liés à l'impact anthropique découlant de l'occupation et de la déforestation dans cette région, jusqu'à présent peu touchée par l'homme
- et aussi, probablement, les effets du changement climatique global.

Les débits solides du bassin amazonien ont été étudiés depuis les années 1950 et 1960. Ces études ont montré que les Andes sont la source principale de sédiments des fleuves amazoniens (Sioli, 1964, 1984 ; Gibbs, 1967 ; Guyot, 1993 ; Filizola, 1999). Dans la région de la plaine amazonienne, des processus de stockage (sédimentation) et de remise en suspension des sédiments ont été observés (Schmidt, 1972). Ces phénomènes ont été associés aux changements du gradient hydraulique au cours du cycle hydrologique (Meade, 1985,

1988 ; Richey et al., 1986 ; Ferreira et al., 1988 ; Dunne et al., 1998). Les estimations du flux de matières en suspension (MES) exportées par l'Amazonie vers l'Océan Atlantique varient dans le temps suivant les auteurs : $500 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$ (Gibbs, 1967), $800\text{-}900 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$ (Meade et al., 1979), $1100 \text{ à } 1300 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$ (Meade et al., 1985 ; Richey et al., 1986 ; Meade, 1988). Plus récemment, Filizola (1999) propose un flux sédimentaire de $600 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$ à partir de la banque de données du gouvernement brésilien (DNAEE/ANEEL/ANA), résultat comparable à la première évaluation hydro-sédimentaire du Brésil (Bordas et al., 1988, 1991).

Par ailleurs, la plupart des études sur les flux de MES réalisées jusqu'à maintenant, ne concernaient que le cours de l'Amazonie et ses principaux tributaires au niveau de leur confluence.

De même, la variabilité saisonnière des flux avait été peu explorée, mis à part sur le Rio Solimões à Machantaria (Meade, 1985) et dans le haut bassin du Rio Madeira en Bolivie (Guyot, 1993). Enfin, la distribution régionale des taux d'érosion tant dans la chaîne andine (hors de Bolivie), que sur les boucliers guyanais et brésilien, reste mal connue.

L'existence dans la région amazonienne de réseaux hydrométriques nationaux nous a permis de constituer une banque de données provenant de plus de 300 stations de mesure présentes sur le bassin. Sur quelques unes de ces stations (qui existent depuis les années soixante), plus de 2 500 échantillons de matière en suspension ont été effectués (Filizola, 1999). Cependant, c'est seulement à partir des années quatre vingt dix que ces données ont commencé à être exploitées pour l'ensemble du bassin de l'Amazonie (Filizola & da Silva, 1996 ; Guyot et al., 1999).

Les objectifs de cette étude

Le but « in fine » de cette étude est de quantifier les apports sédimentaires de l'Amazonie à l'Océan Atlantique. Pour cela, nous avons étudié la variabilité spatiale et temporelle des flux de matière en suspension, sur l'Amazonie et ses principaux affluents. Au cours de ce travail, nous essaierons de répondre aux questions suivantes :

- ✓ Quelle est la distribution des teneurs en MES dans la section des grands fleuves amazoniens ?
- ✓ Quelle est la variabilité temporelle des flux de MES sur les principaux fleuves du bassin ?

- ✓ Quelle est la variabilité spatiale (bilans) des taux d'érosion dans les Andes et les boucliers ?
- ✓ Quelle est l'ampleur et la localisation des phénomènes de sédimentation en plaine ?
- ✓ Quels sont les apports en suspension de l'Amazone à l'Océan Atlantique ?

Pour essayer de répondre à ces questions, nous présenterons dans cette étude une analyse comparative des données provenant des réseaux des différents pays du bassin amazonien, ainsi que les résultats des campagnes sur les principaux fleuves, réalisées de 1994 à 1998 par le programme HYBAM (Guyot et al., 1994, 1995, 1996, 1997, 1998 ; Laraque et al., 1998). Nous incluons dans cette analyse : les méthodes de mesure du débit, les techniques d'échantillonnage, ainsi que les différents modes de calcul des flux de MES.

Le bilan des flux régionaux, de l'érosion et de la sédimentation, seront discutés à la lumière des données inter-annuelles disponibles sur les réseaux hydrologiques nationaux, en utilisant la banque des données sédimentaires acquises par le programme HYBAM en Bolivie et au Brésil.



Figure 1.03 : Paysage amazonien

Chapitre 2

Le bassin de l'Amazone



Le Rio Beni en Bolivie

2.1. LOCALISATION GEOGRAPHIQUE

Le bassin amazonien (Figure 2.01) est situé entre les latitudes 5° N et 20° S, et l'Amazone (Rio Amazonas) se jette dans l'océan Atlantique approximativement au niveau de l'Equateur et à - 50°W de longitude. Cette région est délimitée au nord par le craton Guyanais, au sud par le craton Brésilien, à l'est par l'Océan Atlantique et à l'ouest par la chaîne andine. Le bassin amazonien s'étend géographiquement sur 8 pays d'Amérique du Sud. La fraction de son territoire dans chaque pays de la région, est approximativement de 68% pour le Brésil, 14% pour le Pérou, 10% pour la Bolivie et 8% distribués entre les pays restants : le Surinam, le Venezuela, la Colombie, l'Equateur et le Guyana (Guyot, 1993).

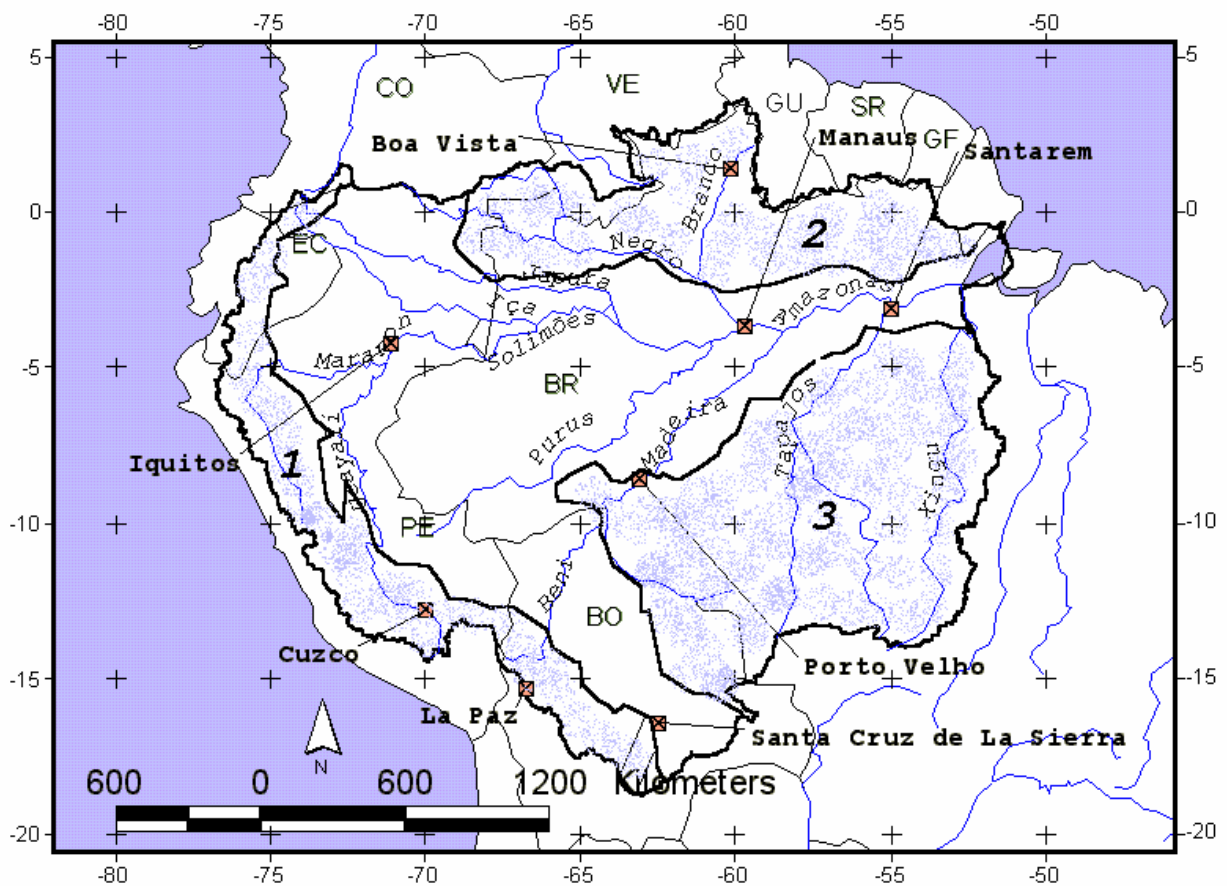


Figure 2.01 : Carte de localisation du bassin de l'Amazone

1. Les Andes ; 2. Le bouclier guyanais ; 3. Le bouclier brésilien

2.2. RELIEF ET GEOLOGIE

Les unités morphologiques du bassin amazonien correspondent :

- i. au versant oriental des Andes,
- ii. aux boucliers de roches précambriennes,
- iii. et à la plaine amazonienne où sont restés piégées d'importantes quantités de sédiments depuis le Cénozoïque.

Le versant oriental des Andes correspond à une chaîne plissée et faillée ("fold-and-thrust belt") qui se propage vers l'est en déformant la couverture sédimentaire. L'érosion dans cette région est intense et rapide (Guyot et al., 1988, 1989, 1990 ; Aalto et al., sous presse). A la sortie de la chaîne, le système de drainage de l'Amazone traverse le bassin d'avant pays andin, où restent piégés de grands volumes de sédiments (Räsänen et al., 1990 ; Guyot 1993). Plus à l'est, ces rivières convergent entre les boucliers guyanais et brésilien où elles recoupent des arcs tectoniques (Figure 2.03) déformant 8000 m de roches sédimentaires d'âge Paléozoïque à Tertiaire (Petri & Fúlfaro, 1988; Nunn & Aires, 1988). Au niveau de l'embouchure du fleuve Amazone, le bassin est structuré par un graben. Les boucliers guyanais et brésilien, constitués de roches essentiellement cristallines, présentent un relief peu élevé avec une pente faible. Ils sont caractérisés par un taux d'érosion très bas (Bordas, 1991). Dans la partie centrale du bassin, les sédiments de la plaine amazonienne sont datés du Cénozoïque tardif. Cette partie du bassin ($\approx 90\ 000\ \text{km}^2$), qui s'étend de l'extrémité Est du piedmont andin jusqu'à proximité de l'embouchure de l'Amazone, est constituée de sables et d'argiles fluviatiles et lacustres, peu consolidés. Le même type d'argile apparaît dans la plaine d'inondation récente. Le substratum du bassin est probablement constitué par le socle Précambrien recouvert par des sédiments marins peu profonds et continentaux du Paléozoïque et du Mésozoïque. Le système de drainage transcontinental de l'Amazone s'est mis en place à partir du Miocène supérieur (Hoorn et al., 1995). Auparavant, durant le Paléozoïque, le Mésozoïque et le début de Cénozoïque, des bassins sédimentaires dans des contextes géodynamiques différents s'y sont superposés.

La zone correspondant aux boucliers Guyanais et Brésilien atteint les territoires de plusieurs pays sud-américains (Brésil, Bolivie, Venezuela, Guyana et Surinam). Au Brésil, les limites orientales du bouclier brésilien sont caractérisées par une structure remarquable nommée : « *Faixa dobrada Paraguai-Araguaia* » d'environ 500 Ma (*Brasiliano*). Les limites occidentales se trouvent occultées par une couverture Cénozoïque, qui constitue le remplissage du bassin d'avant-pays à la proximité du piedmont des Andes (Schobbenhaus et

al., 1980). Les boucliers sont constitués de roches essentiellement cristallines, pliées et métamorphisées au cours d'anciennes orogènes. Ces plateaux ont été soumis à une forte érosion et possèdent actuellement une altitude moyenne faible, de l'ordre de 150 m. Sur le bouclier Guyanais, les sédiments affleurent sur environ 800 km (les monts de *Pacaraima*, *Roraima* et *Parima* à la frontière Brésil - Venezuela), et peuvent se trouver à des altitudes de 3000 m ("*Pico da Neblina*", 3014 m). Pour le bouclier du Brésil central, le point le plus haut est le mont du *Aguapeí*, avec 1150 m d'altitude, situé à la limite Sud du bassin amazonien, proche du bassin du fleuve Paraguay (Putzer, 1984).



*Figure 2.02 : La Cordillère Royale des Andes de Bolivie,
vue depuis les vallées sub-andines de l'Alto-Beni*

Le bassin sédimentaire de l'Amazone se trouve dans la plaine, entre le bouclier Guyanais et celui du Brésil central. Ce bassin occupe une bande de 1 million de km² et son origine est associée à une faiblesse du bouclier précambrien, qui a été partagé en deux le long d'un système de failles E-W (Putzer, 1984). La plaine amazonienne est donc aujourd'hui constituée d'une grande dépression, relativement plate, sur laquelle coule le fleuve Amazone depuis le piedmont de la chaîne des Andes jusqu'à l'océan Atlantique. Cette plaine, qui présente une pente moyenne de 1 à 2 cm.km⁻¹ (Sioli, 1984), est essentiellement recouverte par des sédiments de l'époque Cénozoïque et Quaternaire.

Malgré de nombreuses études, l'histoire géologique récente (Cénozoïque et Quaternaire) de la plaine amazonienne et de l'avant pays andin, reste mal connue, principalement en raison des difficultés d'accès de cette région du fait de la dense couverture forestière. Pour cette raison, plusieurs hypothèses contradictoires ont été proposées concernant la mise en place du système fluvial amazonien :

- Selon Rasanen et al. (1992), dans le bassin d'avant pays, les séries sédimentaires superficielles de l'Amazonie occidentale ont été déposées au cours du Néogène et jusqu'au présent.

Toujours selon Rasanen et al. (1992), les deux autres hypothèses sont :

- Les sédiments superficiels de la région sud-est du bassin amazonien ont été déposés brutalement, du Pléistocène tardif à l'Holocène, conséquence d'une inondation catastrophique de dimension régionale du fait de la fonte des glaciers andins, et du déversement subit des lacs glaciaires dans le bassin de l'Amazone.
- Les sédiments superficiels proviennent d'une sédimentation deltaïque dans un grand lac Amazone à l'époque Pléistocène – Holocène.

Selon Hoorn et al. (1995), le réseau de drainage et la paléo-géographie du nord de l'Amérique du sud ont été fortement contrôlés par les mouvements tectoniques de la partie nord-est des Andes. De ce point de vue, le bassin amazonien actuel aurait une origine Tertiaire (≈ 10 millions d'années). Au début du Miocène, une grande partie du drainage du nord-est amazonien était orienté vers le nord, le long de la paléo-vallée du Rio Orénoque et d'un delta découvert dans le Lac Maracaibo. Le soulèvement de la partie occidentale de la Cordillère des Andes, au Méso-Miocène, est à l'origine de la mise en place du drainage amazonien. Cependant, à cette époque, il n'y avait pas encore de connexion avec l'Océan Atlantique, et l'Amazone restait connectée avec la paléo-vallée de l'Orénoque et les Caraïbes. Le soulèvement significatif des Andes a eu lieu au Néo-Miocène, avec d'importantes modifications de la paléo-géographie régionale : modification du cours de l'Orénoque, connexion de l'Amazone à l'Atlantique, et fermeture de la connexion Amazone – Caraïbes.

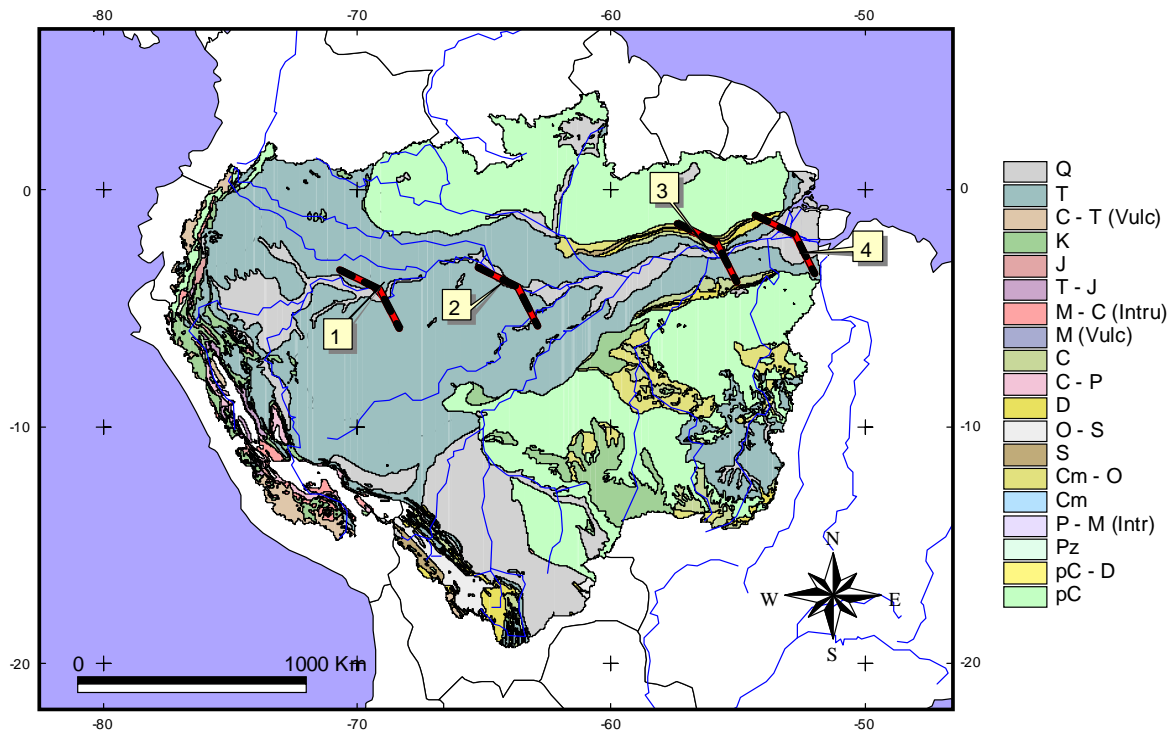


Figure 2.03 : Carte géologique du bassin de l'Amazone

1. Arc d'Iquitos ; 2. Arc du Purus ; 3. Intrusion de Monte Alegre ; 4. Arc de Gurupá
(Carte géologique digitale de l'Amérique du Sud - USGS, 1998).

[Q (Quaternaire), T (Tertiaire), C-T (Volcaniques du Crétacé - Trias), K (Crétacé), J (Jurassique), T (Trias - Jurassique), M-C (Intrusives du Mésozoïque - Cénozoïque), M (Volcaniques du Mésozoïque), C (Cénozoïque), C-P (Cénozoïque - Permien), D (Dévonien), O-S (Ordovicien - Silurien), S (Silurien), Cm-O (Cambrien - Ordovicien), Cm (Cambrien), P-M (Intrusives du Permien - Mésozoïque), Pz (Paléozoïque), pC-D (Précambrien - Dévonien), pC (Précambrien) -]

Donc, au début du Miocène, les bassins intra-cratoniques des rios Amazonas et Solimões étaient caractérisés par un système fluvial de direction nord-ouest, de faible sinuosité. Alors que Rasanen et al. (1995) propose l'existence, au Miocène, d'une connexion entre la partie sud de l'Océan Atlantique et les Caraïbes, avec un environnement sédimentaire marin, dominé par les marées. En absence de consensus, et tenant compte du fait que la connexion avec l'Atlantique sud est peu documentée (faible représentativité spatiale des observations), nous penchons plus en faveur d'un drainage fluvial vers les Caraïbes. Cependant, l'existence actuelle de phénomènes de diffuence observés sur le réseau de drainage amazonien, aussi bien au nord avec l'Orénoque (Caraïbes), qu'au sud vers le Rio Paraguay et le bassin de La Plata (Atlantique sud), mérite d'être soulignée.



Figure 2.04 : Méandres du Rio Beni en plaine amazonienne de Bolivie

Le bassin amazonien est, d'un point de vue structural, composé de divers sous-bassins emboîtés selon un schéma tectonique particulier (Figure 2.03). Ainsi, en Amazonie brésilienne, entre les boucliers Guyanais et du Brésil central, 4 bassins intra-cratoniques ont été identifiés à l'est de l'arc d'Iquitos (intraforeland uplift), alors qu'à l'ouest de cet arc, la région est constituée par 4 bassins de retro-arc (Hoorn et al., 1995). Tous ces bassins ont été formés durant l'évolution de la chaîne Andine, au cours du Cénozoïque.

2.3. SOLS ET VEGETATION

Malgré une apparente unité de la couverture végétale, et de la distribution des types de sols, l'Amazonie présente une certaine hétérogénéité. Suivant la carte globale des sols de la FAO (Figure 2.05), en rouge et marron figurent différents types de ferralsols (l'équivalent des sols ferrallitiques pour la pédologie française), en vert clair et foncé des acrisols (sols jaunes et rouges podzoliques) et en gris des lithosols (sols peu évolués sur substrat rocheux).

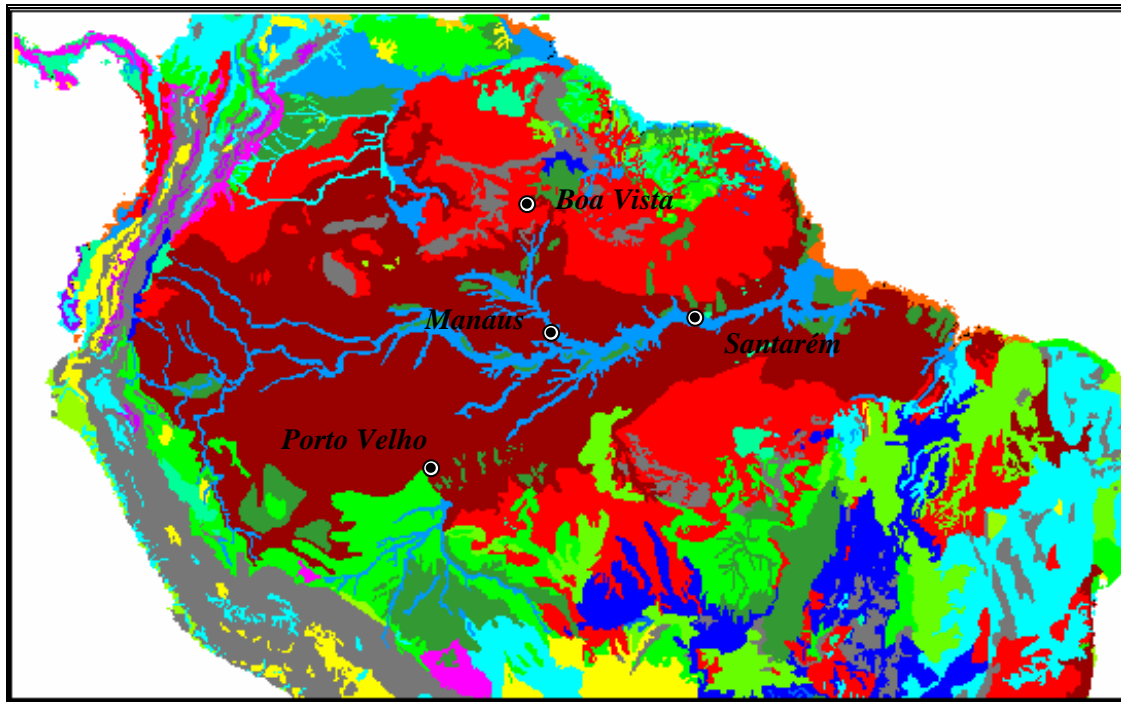


Figure 2.05 : Carte globale des sols UNEP/GRID, Gridded FAO/UNESCO Soil Units.

[Rouge et Marron : Ferralsols ; Vert clair et foncé : Acrisols ; Gris : Lithosols]

D'après une étude régionale récente (Melfi et al., 1996), environ 80% du bassin amazonien est en effet couvert par des sols latéritiques. Ces sols sont caractérisés par une composition minéralogique relativement simple (quartz, kaolinite, oxy-hydroxydes de fer et d'aluminium) mais une extrême diversité d'organisation et de structure. D'après ces auteurs, il existe dans le bassin amazonien une distribution ordonnée des couvertures pédologiques due à une évolution géochimique générale qui se traduit par une dégradation des latérites occasionnée par trois processus majeurs : l'hydromorphie, l'éluviation et la podzolization (Figure 2.06).

La végétation du bassin amazonien, varie d'une couverture basse en altitude à la forêt tropicale humide de l'Amazonie, ou *Hylea*. Cette couverture s'étend sur environ $5 \cdot 10^6$ km², couvrant $\approx 70\%$ de la totalité du bassin hydrographique (Kohlhepp, 1978). Des régions de savanes et de prairies sont également présentes dans ce bassin (Figure 2.07), tant au sud dans la région du Plateau Central du Brésil, qu'au nord dans les prairies de l'état de *Roraima*, et dans la région des Grands *Sabanas*, proches de la frontière entre le Brésil et le Venezuela (IBGE, 2002 ; INPE, 2001). La figure 2.07 illustre clairement l'avancée du front pionnier dans la partie brésilienne du bassin, soumise à une forte déforestation.

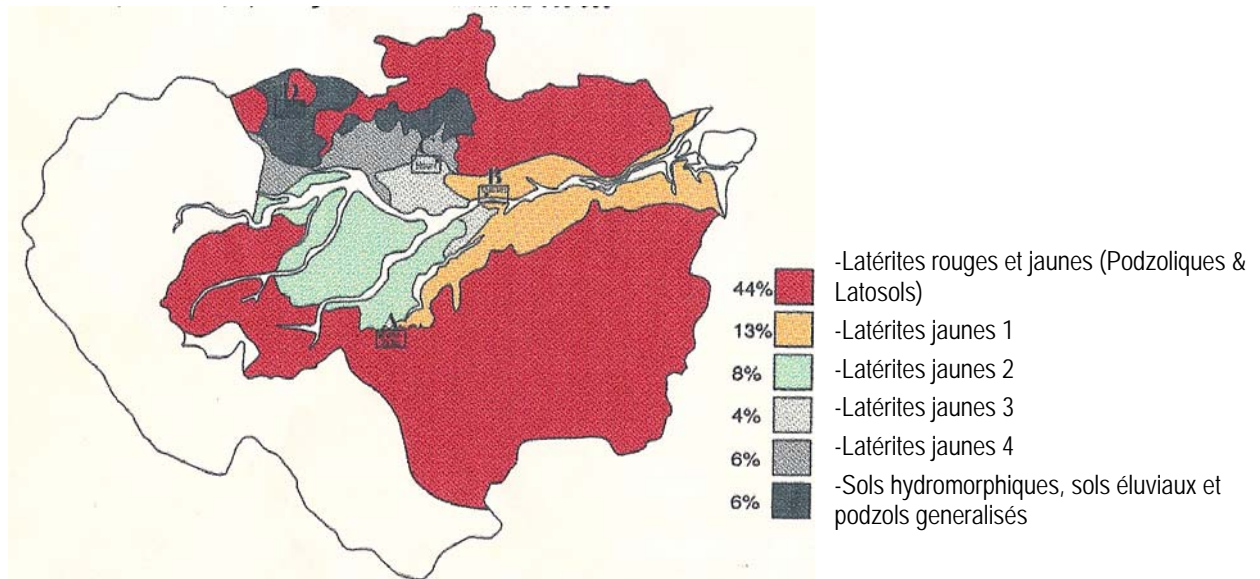


Figure 2.06 : Distribution des sols dans le paysage latéritique d'Amazonie

(Melfi et al. 1996 avec des carte RADAM Brasil 1 : 2 500 000)

[Latérites jaunes 1 : sols éluviaux et podzols dans les versants ;

Latérites jaunes 2 : sols hydromorphiques sur les plateaux ;

Latérites jaunes 3 : sols hydromorphiques et éluviaux sur les plateaux ;

Latérites jaunes 4 : sols éluviaux et podzols sur les plateaux]

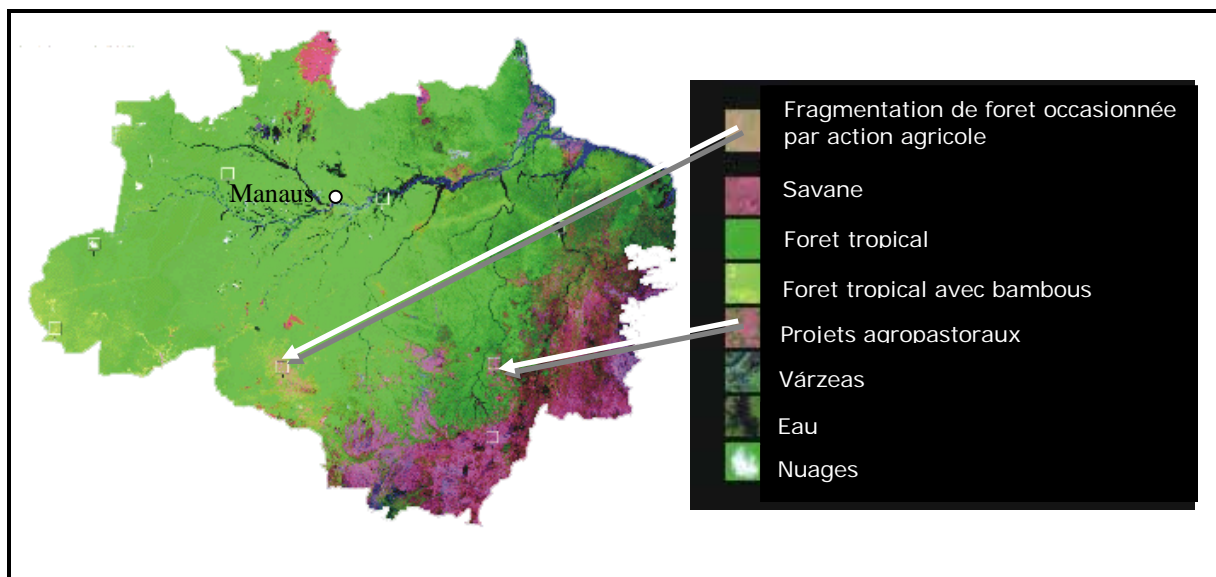
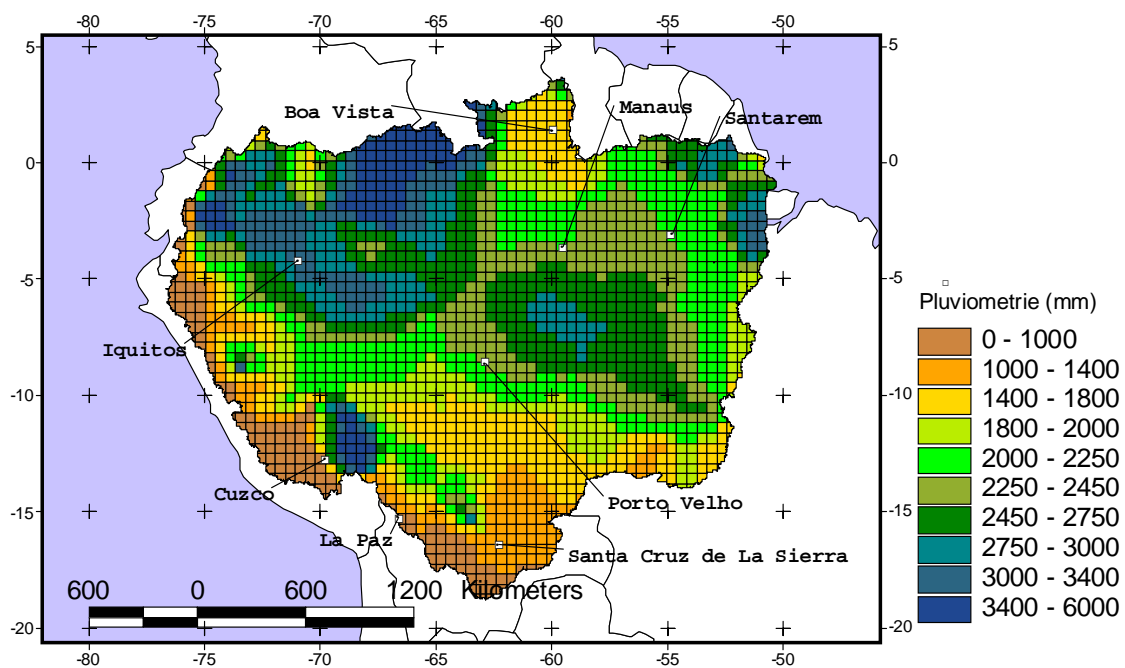


Figure 2.07 : Mosaïque d'images du satellite MS-TM Landsat (INPE, 2002)

2.4. CLIMAT ET HYDROLOGIE

2.4.1. Le climat

Le bassin amazonien est soumis à un régime de précipitations essentiellement d'origine Atlantique et reçoit en moyenne 2460 mm.an^{-1} (Salati et al., 1978; Hiez et al., 1991; Molinier et al., 1991). La distribution spatiale de ces précipitations moyennes annuelles présente une forte hétérogénéité (Figure 2.08), avec des minima de 300 mm.an^{-1} observés dans les vallées des Andes orientales de Bolivie et du Pérou, et des maxima enregistrés sur les bassins des rios Negro et Japurá en zone équatoriale, ainsi que dans certaines zones du piedmont andin, où des valeurs ponctuelles extrêmes peuvent dépasser 6000 mm.an^{-1} .



*Figure 2.08 : Carte de la pluie moyenne annuelle dans le bassin amazonien
(Base de données digitales de l'UNESCO)*

Dans la partie brésilienne du bassin, la distribution saisonnière des précipitations montre des différences sensibles entre le nord et le sud (Figure 2.09). Au nord de l'équateur (bassin du Rio Negro), le maximum pluviométrique est observé de mai à juillet alors qu'il apparaît de décembre à mars dans le sud du bassin (Roche et al., 1990). La frange équatoriale est caractérisée par l'absence de saison sèche et l'apparition de plusieurs maxima annuels dans la partie occidentale du bassin.

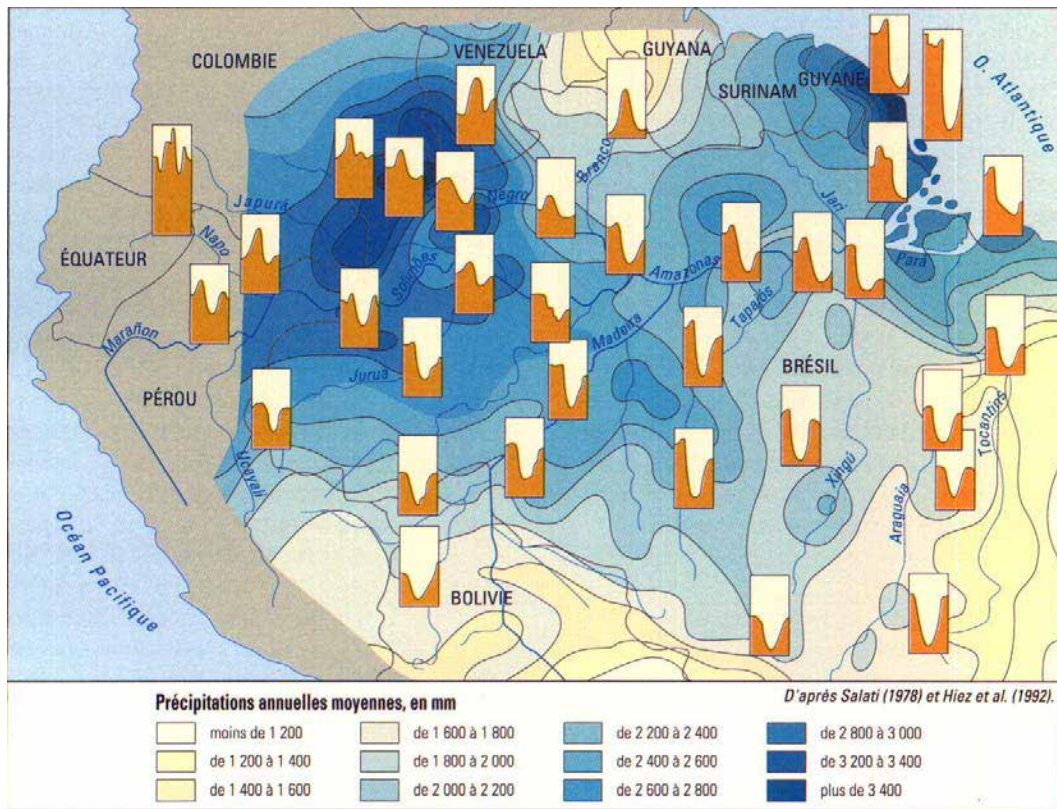


Figure 2.09 : Carte du régime pluviométrique dans le bassin amazonien
(Molinier et al., 1997)

La température moyenne de la région amazonienne au Brésil, est comprise entre 24 et 28°C. Dans la région des Andes, cette température peut descendre jusqu'à -20°C en altitude (Salati et al. 1978). De façon occasionnelle, entre les mois de juin et de juillet, il peut y avoir une baisse de la température due à la pénétration des masses d'air polaire. Ces masses d'air froid, en provenance du sud, contribuent à faire chuter la température dans la plaine en dessous de 20°C. Ce phénomène est dénommé populairement par les habitants locaux de "friagem" (refroidissement).

2.4.2. Les régimes hydrologiques

Le bassin de l'Amazonie, le plus important des fleuves de la Planète en terme de surface drainée et de débit, couvre 6 112 000 km² (près de 5% des terres émergées) et apporte à

l'océan Atlantique un volume d'eau qui représente environ 15% des apports hydriques aux océans.

L'Amazone (Rio Amazonas) se forme au Pérou avec la rencontre des rivières andines Ucayali et Marañón et, un peu plus en aval, du Napo qui vient de l'Equateur. En entrant au Brésil ce fleuve change de nom pour prendre celui du Rio Solimões. Il ne retrouvera ce nom d'Amazone qu'après avoir reçu, au Brésil, les eaux du Rio Negro. A la frontière Pérou - Brésil, à Tabatinga, il lui reste encore près de 3000 km à parcourir et son débit est déjà de $46\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, c'est à dire l'équivalent de celui du Congo (deuxième fleuve du monde) à son embouchure. Cependant, malgré cette distance et avant de rencontrer les eaux de l'Atlantique, il ne lui reste plus que 60 mètres à descendre, ce qui explique la particularité de la propagation de l'onde de crue. Sur cette distance, son volume va être multiplié par 4.5 pour déverser en moyenne près de $6,6\,10^{12}\text{ m}^3$ par an à l'océan Atlantique, soit $209\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ (Molinier et al., 1995). Dans la région de Manaus, la convergence des apports des rios Solimões, Negro et Madeira entraîne une nette augmentation des surfaces drainées et des débits. Cette concentration des apports, associée à une très faible pente hydraulique ($2\text{ cm}\cdot\text{km}^{-1}$), va générer des perturbations dans l'écoulement de ces fleuves, aggravant la non-univocité des courbes de tarage dans cette région (Jacon & Cudo, 1987; Meade et al, 1991).

La variabilité saisonnière des débits

Tout au long de ce parcours brésilien, les apports se répartissent à peu près à égalité entre les affluents de rive gauche et ceux de rive droite (respectivement 46% et 54%), et le régime saisonnier de l'Amazone évolue d'amont en aval en fonction de ces apports. Les apports de rive gauche proviennent d'une région plus arrosée, avec un maximum de pluviométrie centrée sur les mois de mai à juillet (Figure 2.10). Par contre les affluents de rive droite qui viennent du sud du bassin, sont moins arrosés, et les mois de plus forte pluviosité sont les mois de janvier à mars. Le maximum hydrologique mensuel moyen des affluents de rive droite a toujours lieu avant le mois de juin, alors que celui de rive droite se situe invariablement après ce mois de juin. Pour le Rio Solimões / Amazonas, le mois le plus abondant est, en général, le mois de juin (Molinier et al., 1996). Les apports combinés des tributaires méridionaux et septentrionaux, aux régimes différents, associés à l'effet régulateur des zones d'inondation (les várzeas), génèrent, à l'aval de Manaus, un hydrogramme de l'Amazone à crue unique et étalée d'Avril à Juillet (Figure 2.11).

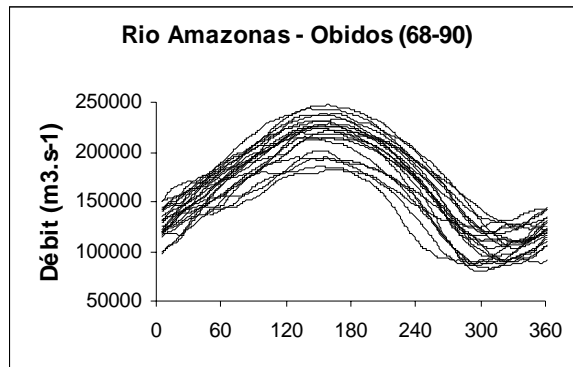
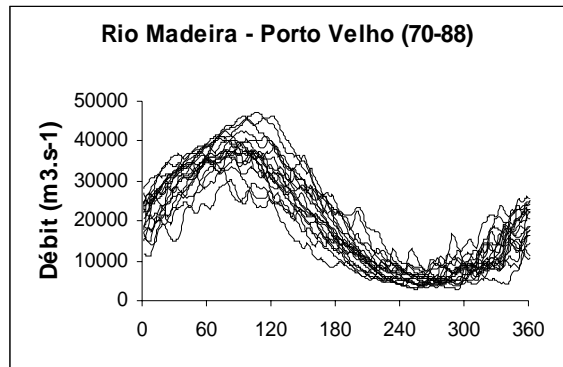
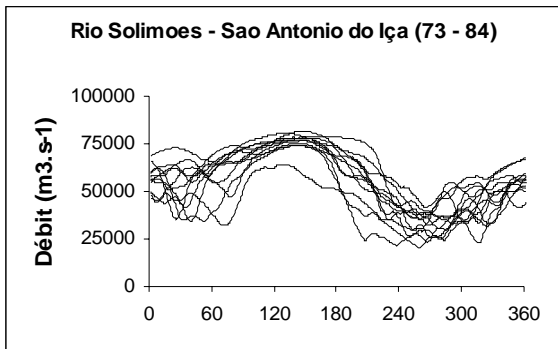
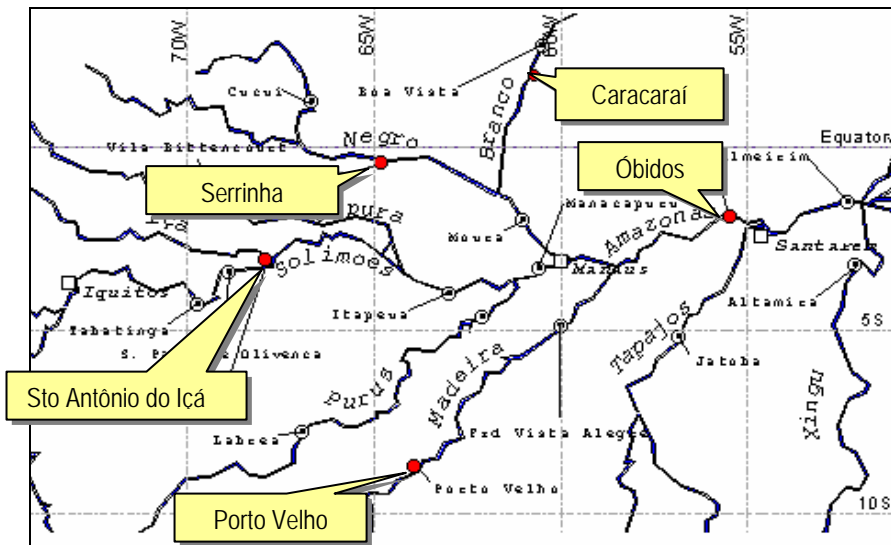
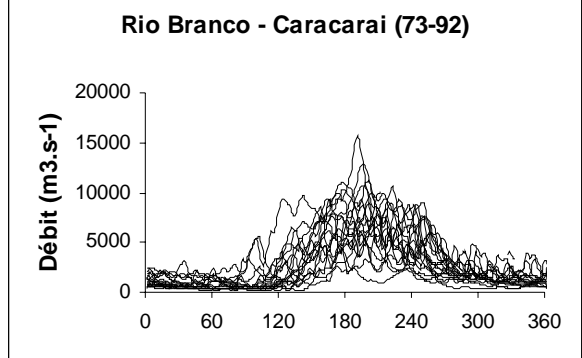
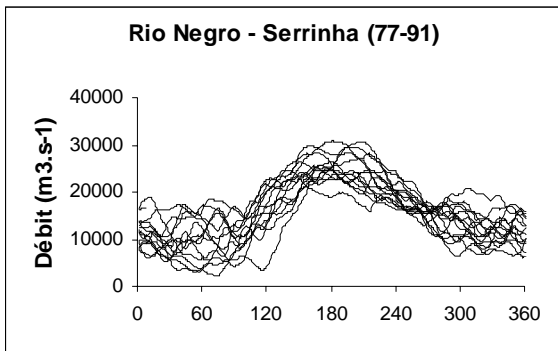


Figure 2.10 : Les différents régimes du bassin de l'Amazonie (Molinier et al., 1997)

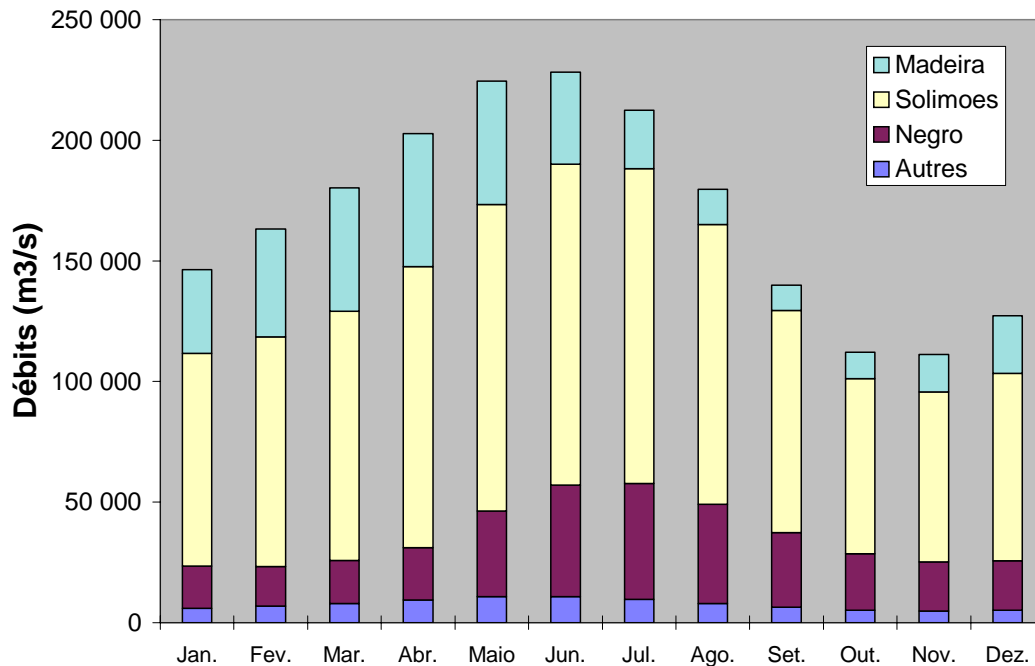


Figure 2.11 : Décomposition de l'hydrogramme de l'Amazonie à Óbidos (Guyot et al., 1999)

Ainsi, selon la classification établie par Jean Rodier (1964) pour les fleuves tropicaux, 4 grands types de régime hydrologique sont observés en Amazonie :

- le régime tropical austral, à un seul maximum qui survient au cours du premier semestre de l'année calendaire. Ce régime est représenté par les rivières originaires de l'hémisphère sud comme le Rio Purus, le Rio Madeira et ses affluents, le Rio Tapajós et le Rio Xingu.
- le régime tropical boréal (Rio Branco en particulier) dont le maximum est bien marqué et survient au cours du deuxième semestre,
- le régime équatorial représenté par le Rio Negro, mais aussi les rios Içá et Japurá, pour lesquels le maximum est moins accentué (on peut même souvent observer deux maxima) et survient en milieu d'année,
- le régime équatorial altéré représenté par le Rio Solimões – Amazonas, qui est sous l'influence des trois régimes cités précédemment.

Le rapport entre les débits moyens mensuels extrêmes ($RQ_m = Q_{\text{mensuel_max}}/Q_{\text{mensuel_min}}$) est un indicateur simple de la variabilité hydrologique

saisonnaire d'un fleuve. Dans le bassin amazonien, les plus forts RQm (de 5 à 15) sont observés sur le bassin des rios Purus, Madeira, Tapajós et Xingu, traduisant la forte saisonnalité du régime tropical austral (Molinier et al., 1996). Sur le bassin du Rio Branco (régime tropical boréal), les RQm observés varient de 7 à 9, alors que les fleuves de régime équatorial (rios Negro, Içá et Japurá) présentent des RQm de 2 à 5. Le Rio Solimões – Amazonas affiche des valeurs très basses (comprises entre 1,7 et 2,5), comparables à la valeur de 1,9 observée sur le Congo (Olivry et al., 1989), traduisant l'extrême régularité saisonnière des grands fleuves tropicaux.

Après les premières études exploratoires (Le Cointe, 1935 ; Pardé, 1936, 1954 ; Oltman et al., 1964 ; Oltman, 1968), les résultats du programme HYBAM au Brésil (Guimarães et al., 1993, 1994) ont permis d'estimer avec précision les crues record de l'Amazonie de 1953 et 1989, qui ont apporté respectivement à l'océan Atlantique des débits instantanés de 360 000 à 380 000 m³.s⁻¹ (Callède et al., 1997, 2002).



Figure 2.12 : Crue du Rio Amazonas, Brésil

La variabilité interannuelle des débits

Comme pour la variabilité saisonnière, la variabilité interannuelle est bien décrite par le rapport des débits moyens interannuels (modules) extrêmes (RQa =

Q_{annuel_max}/Q_{annuel_min}), équivalent au K3 utilisé par Jean Rodier (1964). Dans le bassin amazonien, les fleuves au régime tropical austral (rios Purus, Madeira, Tapajos et Xingu) présentent des RQa variables de 1,1 à 2,1 alors que ceux issus de l'hémisphère nord (Rio Branco) affichent une plus forte variabilité interannuelle (RQa de 3,3 à 4,3). Les fleuves de la ceinture équatoriale, ainsi que le Rio Solimões – Amazonas, sont remarquablement stables au cours du temps, avec des valeurs de RQa variant de 1,2 à 1,4 (Molinier et al., 1996). L'Amazone est donc caractérisée par l'extrême régularité de son débit moyen annuel, notamment en comparaison des fleuves africains comme le Congo dont le RQa est de 1,7 (Rodier, 1964 ; Olivry et al., 1989).

La variabilité régionale

Les travaux de Molinier et al. (1995, 1996) ont montré de bonnes corrélations régionales entre débit moyen interannuel (module) et superficie du bassin de drainage (Figure 2.13). Cette tendance est accentuée lorsque l'on prend en compte les débits spécifiques ou les coefficients d'écoulement. Il est ainsi possible de distinguer, tout au moins pour la partie brésilienne, quatre grandes régions amazoniennes (Figure 2.14) :

- le Rio Negro et les affluents de rive gauche du Rio Solimões en amont de Manaus, avec des débits spécifiques variant de 50 à 90 l.s.⁻¹km⁻² [ZONE 1],
- les affluents issus du bouclier guyanais, comme les rios Branco, Trombetas et Jari, qui présentent des débits spécifiques compris entre 15 et 40 l.s.⁻¹km⁻² [ZONE 2N],
- les affluents de rive droite du Rio Solimões en amont de Manaus (rios Purus et Juruá), et la partie amont du bassin du Rio Madeira, qui présentent la même gamme de débits spécifiques [ZONE 2S],
- la partie aval du Rio Madeira et les affluents de rive droite de l'Amazone en aval de Manaus, dont les débits spécifiques sont compris entre 5 et 25 l.s.⁻¹km⁻² [ZONE 3],
- le Rio Solimões – Amazonas, résultante de toutes ces composantes régionales, qui présente au Brésil des débits spécifiques variant de 50 l.s.⁻¹km⁻² près de la frontière péruvienne (São Paulo de Olivença), à 34 l.s.⁻¹km⁻² à l'embouchure [ZONE 4].

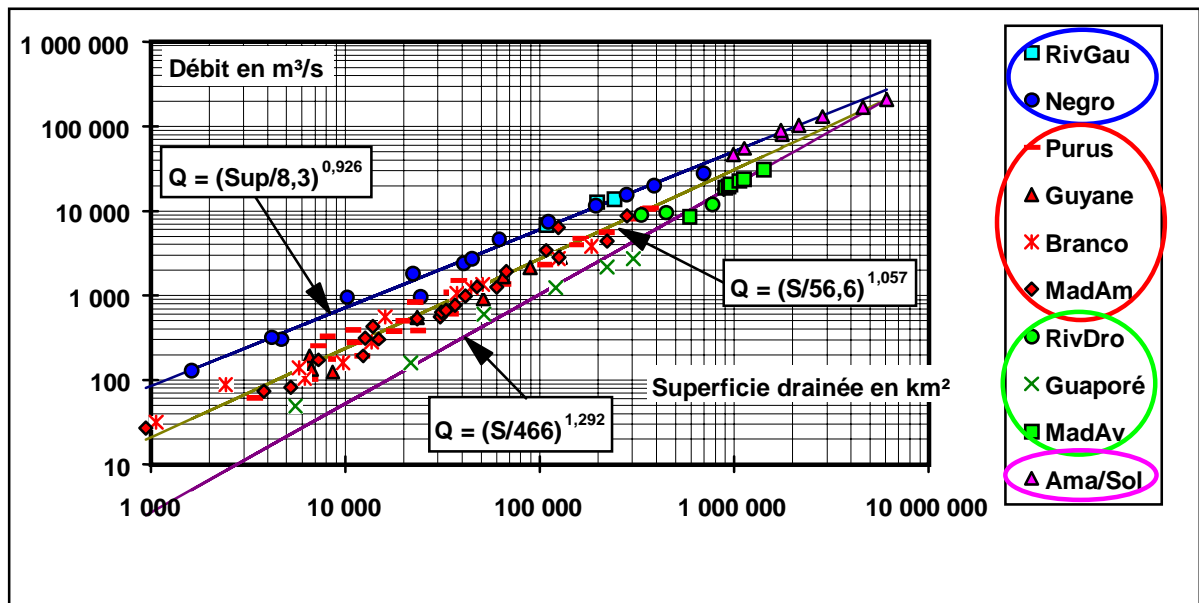


Figure 2.13 : Débit moyen annuel vs. superficie du bassin versant (Molinier et al., 1996)

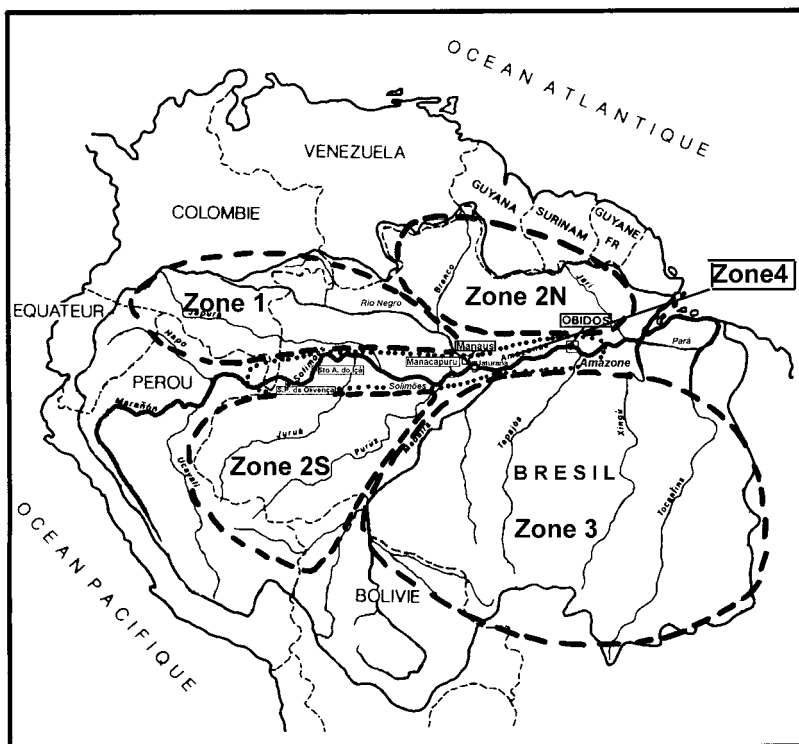


Figure 2.14 : Les 4 régions hydrologiques de l'Amazonie brésilienne (Molinier et al., 1996)

Enfin, les résultats du calcul du bilan hydrique des fleuves de l'Amazonie brésilienne (DNAEE/ORSTOM, 1994 ; Molinier et al.,1995) ont permis de préciser les apports liquides de chaque tributaire du bassin (Figure 2.15). Ainsi les rios Solimões, Madeira et Negro, participent respectivement à 49 %, 15 % et 14 % du débit de l'Amazone à son embouchure.

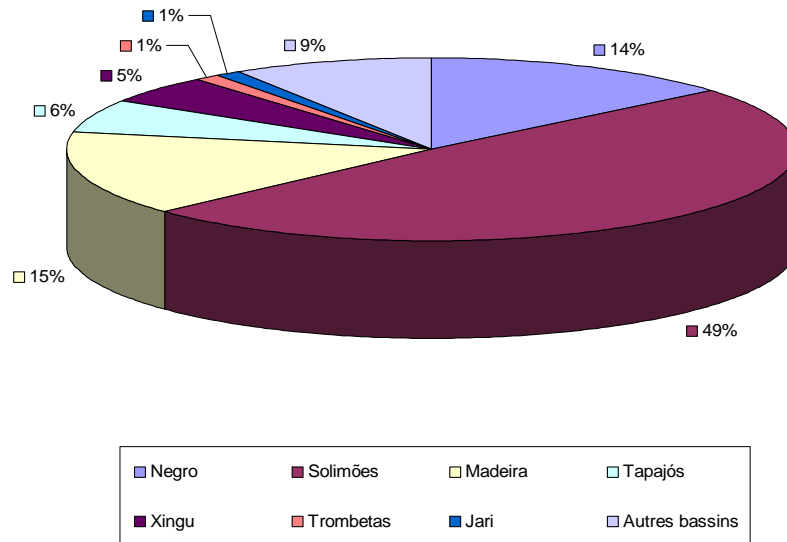


Figure 2.15 : Les apports hydriques des principaux tributaires de l'Amazonie (Molinier et al., 1995)

2.5. POPULATION

La région amazonienne englobe des pays de différentes cultures et économies, ce qui entraîne un mode d'insertion régional différent selon les pays. Cependant, du fait des caractéristiques géographiques du bassin, l'occupation humaine en Amazonie a, de tout temps, été un défi. Les documents historiques montrent une faible densité de population dans la région dès le début de la colonisation européenne au XVI siècle (Beichimol, 1999). Durant la période d'or du caoutchouc (1890 – 1920), malgré l'arrivée d'une grande masse d'immigrés, la densité moyenne de la population n'a jamais été élevée. En territoire brésilien, les données de l'IBGE (recensement de 2000) montrent une densité moyenne inférieure à 2 hab.km⁻². Ce taux est également valable pour la Bolivie, la Colombie, l'Equateur, le Pérou et le Venezuela (CIESIN - Columbia University, 2000). D'autre part, la population amazonienne de ces pays ne représente qu'environ 5% de la population totale, excepté pour la Bolivie et le Pérou où ce taux est, selon les derniers recensements locaux légèrement supérieur (8%).

Dans le cas du Brésil, la densité de population a fortement augmenté au cours des dernières décades. Cette augmentation est principalement localisée :

- ✓ autour des principaux centres urbains,
- ✓ le long des principaux fleuves navigables du bassin,
- ✓ ainsi que dans la bande dite "frontière agricole du Brésil", qui englobe les régions sud et nord-est du bassin (Figure 2.16).

Au Brésil, cette distribution de la population coïncide avec l'avance de la déforestation dans la région, selon le suivi annuel effectué par l'INPE (Institut Brésilien de Recherches Spatiales). Dans les pays andins, la population est historiquement plus dense dans les zones de montagne et leurs environs. Enfin, l'actuelle distribution de la population est la conséquence d'une politique quasi anarchique de développement, qui a débuté dans les années 70, avec une exploitation non réglementée de la région (Sternberg, 1987).

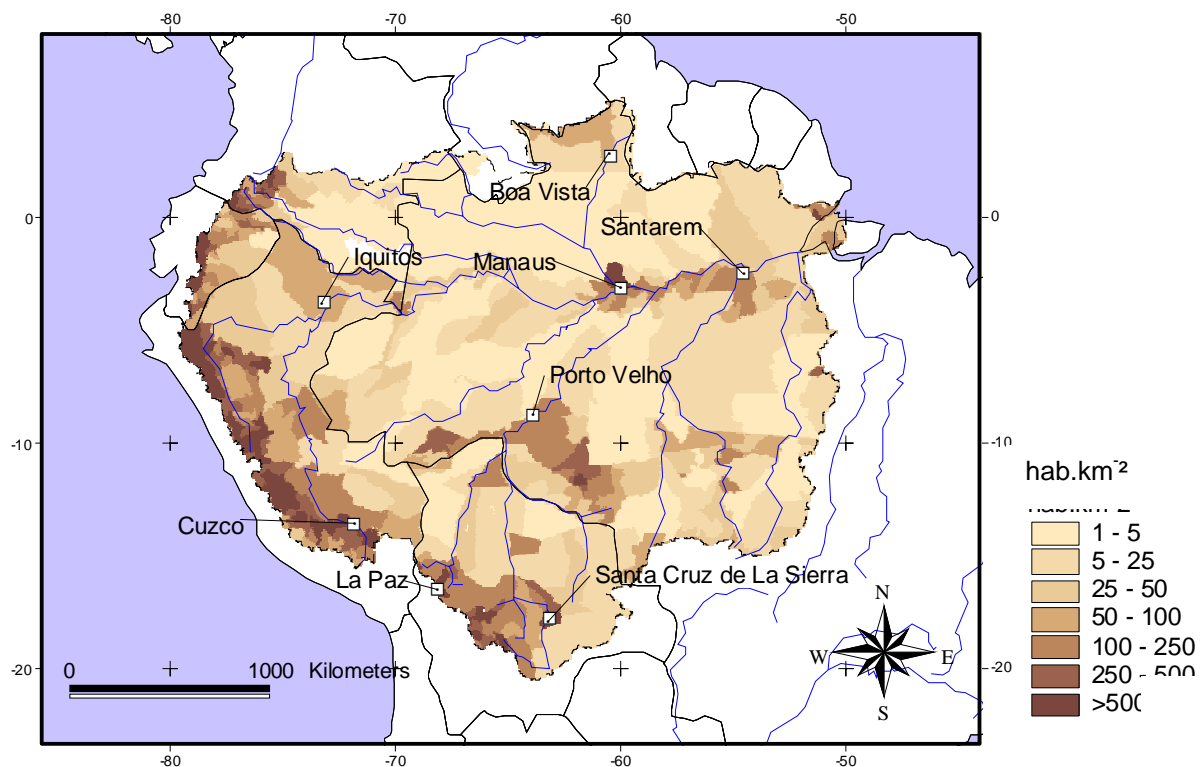
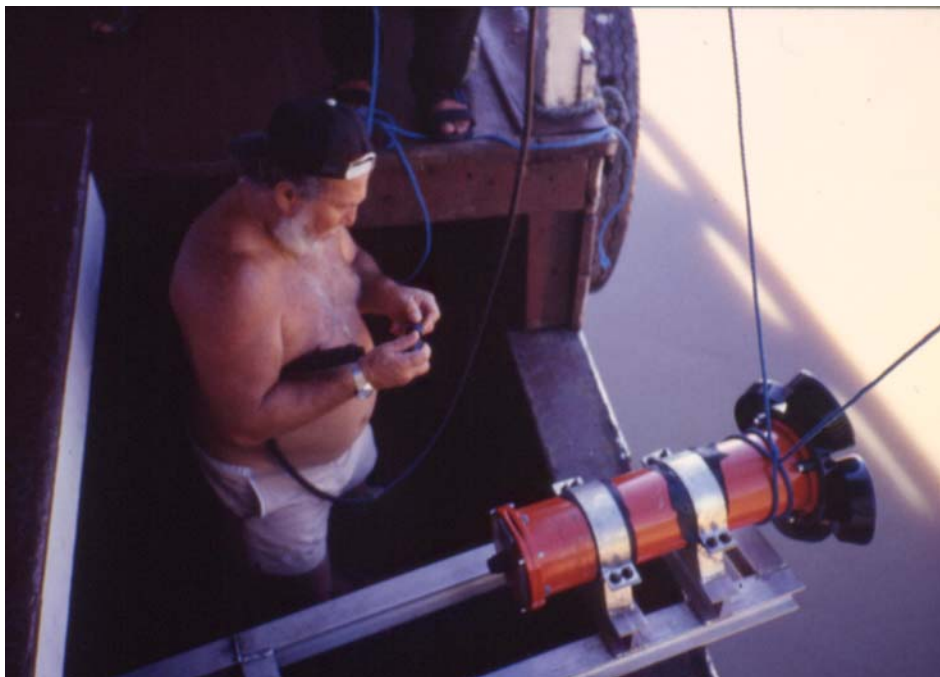


Figure 2.16 : Densité de population en Amazonie
(CIESIN - Columbia University, 2000).

Chapitre 3

Données et méthodes



ADCP de 300 KHz sur embarcation amazonienne

3.1. ORIGINE DES DONNEES

Les informations hydrologiques et sédimentaires utilisées dans cette étude correspondent aux bases de données amazoniennes de Bolivie et du Brésil, générées par différents instituts et programmes de recherche. Le démarrage plus tardif du programme HYBAM en Equateur et au Pérou, n'a pas permis d'inclure les données de ces deux pays andins dans cette étude.

3.1.1. Bolivie

Dans le cas de la Bolivie, les données proviennent des bases du SENAMHI (Service National d'Hydrologie et Météorologie, La Paz), qui gère le réseau national, complété par les réseaux moins denses d'autres organismes boliviens : SHN (Service d'Hydrographie Navale, La Paz), SEMENA (Service d'Amélioration de la Navigation en Amazonie, Trinidad), SEARPI (Service de Canalisation du Rio Pirai, Santa Cruz de la Sierra), et ENDE (Entreprise Nationale d'Electricité de Bolivie, Cochabamba). Une autre source d'information est la base de données du Programme PHICAB (Programme Hydrologique et Climatologique du Bassin Amazonien de Bolivie, IRD/SENAMHI/UMSA), concernant des stations de la plaine amazonienne, qui ont fonctionné de 1983 à 1990 (Abasto et al., 1985). Outre le suivi des stations du réseau hydro-sédimentaire, le programme PHICAB a réalisé des missions sur l'ensemble du bassin amazonien de Bolivie, à différentes périodes du cycle hydrologique.



Figure 3.01 : Station hydrométrique de Cachuela Esperanza, Rio Beni, Amazonie bolivienne.

Le résultat de cette activité fut la constitution d'une ample base de données avec des informations sur plus de 700 cours d'eau échantillonnés au cours de la période 1982-1990 (Guyot, 1993). Dans le cas de la présente étude, les stations du réseau PHICAB en plaine amazonienne, et les stations andines des autres organismes, possédant une quantité raisonnable d'information, ont été sélectionnées (Tableau 3.01. et Figure 3.02). Cette banque de données totalise 27 121 échantillons de MES.

Tableau 3.01 : Stations des réseaux des différents organismes en Amazonie bolivienne

Code	Fleuve / Station	Lat.	Long.	Sup. (km²)	Période	Nb. Ech.	Organism
AQM	MAPIRI A ANGOSTO QUERCANO	-15.39	-68.02	9 400	75-79	351	SENAMHI
SRC	COROICO A SANTA RITA	-15.67	-67.71	4 700	76-77	49	SENAMHI
ACM	ACERO MARCA A UNDUAVI	-16.22	-67.53	61	87-88	36	ORSTOM
UNV	UNDUAVI A UNDUAVI	-16.2	-67.55	66	87-88	38	ORSTOM
SIR	UNDUAVI A SIRUPAYA	-16.37	-67.73	270	80-86	194	SENAMHI/ENDE
TAM	TAMAMPAYA A PUENTE VILLA	-16.58	-67.59	950	75-85	320	SENAMHI/PHICAB
VBA	TAMAMPAYA A VILLA BARRIENTOS	-16.31	-67.38	1 900	75-84	353	SENAMHI
HUL	HUAYLLANI A ACHUMANI	-16.2	-68.12	17	88-92	554	HAM/PHICAB
ACH	ACHUMANI A ACHUMANI	-16.22	-68.11	38	90-92	130	HAM/PHICAB
LUR	LURIBAY A LURIBAY	-17.06	-67.63	810	87-88	39	ORSTOM
POR	PORVENIR A PORVENIR	-17.04	-67.52	240	87-88	36	ORSTOM
CAJ	LA PAZ A CAJETILLAS	-16.45	-67.28	6 500	73-75	332	SENAMHI
AIN	ALTO BENI A INICUA	-15.31	-67.49	29 900	75-83	157	SENAMHI
AB	BENI A ANGOSTO DEL BALA	-14.55	-67.52	67 500	69-90	456	SENAMHI/PHICAB
PC	BENI A PORTACHUELO	-11.26	-66.29	119 000	83-90	91	PHICAB
MF	MADRE DE DIOS A MIRAFLORES	-11.09	-66.41	124 200	83-90	226	PHICAB
CA	ORTHON A CARACOLES	-10.81	-66.19	32 300	83-90	112	PHICAB
CE	BENI A CACHUELE ESPERANZA	-10.51	-65.57	282 500	83-90	174	PHICAB
LOC	SANTA ISABEL A LOCOTAL	-17.18	-65.82	200	71-75	1 000	ENDE
PPA	ESPERITU SANTOS A PALMAR	-17.15	-65.59	160	71-74	970	ENDE
PV	ICHILLO A PUERTO VILLARROEL	-16.83	-64.79	7 600	83-90	118	PHICAB
BER	BERMEJO A BERMEJO	-18.15	-63.67	480	77-83	2 220	SEARPI
ANG	PIRAY A ANGOSTURA	-18.21	-63.56	1 420	76-85	3 027	SEARPI
TAR	PIRAY A TARUMA	-18.02	-63.51	1 590	76-83	2 264	SEARPI
ELV	ELVIRA A ELVIRA	-17.34	-63.11	64	77-83	2 162	SEARPI
EPS	ESPEJOS A ESPEJOS	-18.04	-63.48	203	77-83	2 186	SEARPI
LBE	PIRAY A LA BELGICA	-17.61	-63.19	2 880	77-82	1 684	SEARPI
PEI	PIRAY A PUENTE EISENHOUER	-17.33	-63.33	4 160	77-82	1 519	SEARPI
AMO	CAINE A ANGOSTO MOLINEROS	-18.22	-65.57	9 200	71-74	580	SENAMHI
HUR	CHAYANA A HUAYRAPATA	-18.39	-65.55	11 200	76-82	282	SENAMHI
ARC	GRANDE A PUENTE ARCE	-18.62	-65.15	23 700	69-74	868	SENAMHI
PNA	GRANDE A PUESTO NAVA	-18.65	-64.34	31 200	71-75	938	SENAMHI
MIZ	MIZQUE A PUESTO NAVA	-18.65	-64.33	10 800	71-75	897	SENAMHI
PAZ	AZERO A PUENTE AZERO	-19.62	-64.07	4 360	75-82	557	SENAMHI
AP	GRANDE A ABAPO	-18.34	-63.37	59 800	76-90	851	SENAMHI/PHICAB
SAN	PARAPATI A SAN ANTONIO	-20.02	-63.21	7 500	76-83	642	SENAMHI
PG	MAMORE A PUERTO VARADOR	-14.91	-64.99	159 100	83-90	120	PHICAB
PS	MAMOREA A PUERTO SILES	-12.78	-65.02	216 200	83-90	148	PHICAB
VG	ITENEZ A VUELTA GRANDE	-12.11	-64.82	354 300	83-90	241	PHICAB
GM	MAMORE A GUYARAMERIN	-10.79	-65.35	599 400	83-90	219	PHICAB
VB	MADEIRA A VILLABELLA	-10.36	-65.38	881 900	83-90		PHICAB

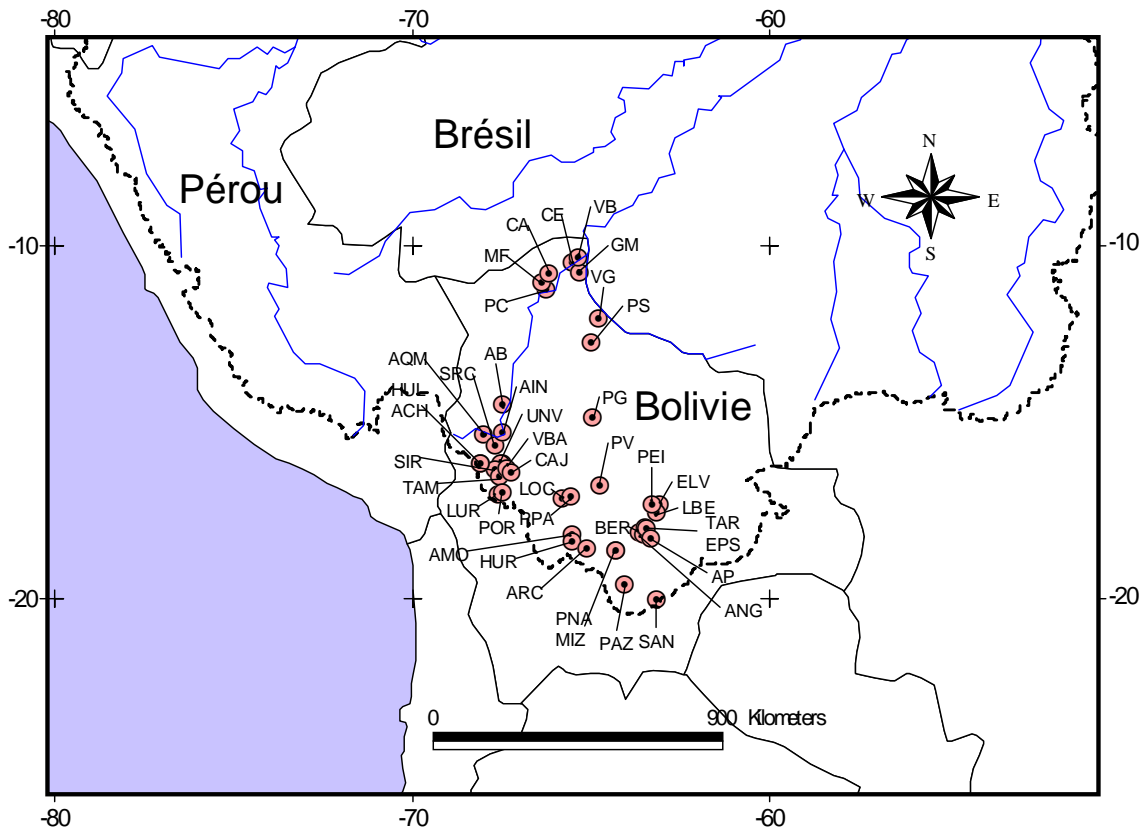


Figure 3.02 : Localisation géographique des stations sédimentométriques en Amazonie de Bolivie. Les abréviations correspondent aux codes du Tableau 3.01.

3.1.2. Brésil

Pour le Brésil les données utilisées sont issues i) de la base nationale gérée actuellement par l'ANA (Agence Nationale de l'Eau, Brasília), et ii) de la base de données du Programme HYBAM (Hydrologie et Géodynamique du Bassin Amazonien, IRD/CNPQ/ANA/UNB). Dans le cas de la base HYBAM, je me suis particulièrement impliqué dans l'organisation des campagnes de terrain, le développement méthodologique pour l'échantillonnage des grands fleuves, l'analyse des échantillons (déterminations des matières en suspension – MES), et le traitement des données finales (calcul des flux sédimentaires).

Le réseau sédimentométrique de l'ANA, en Amazonie brésilienne, est constitué de 60 stations gérées au sein d'un réseau hydrométrique conventionnel (mesures du niveau d'eau, jaugeages) de plus de 200 stations (Figure 3.03). Le critère général pour la mise en place de ce réseau a été le suivi des conditions hydrologiques des rivières du territoire brésilien et des zones frontalières (Filizola & Da Silva, 1996). Ce critère a permis une distribution géographique convenable du réseau sédimentométrique dans le bassin amazonien. En ce qui

concerne la quantité de stations, selon l'OMM (Organisation Météorologique Mondiale), un réseau sédimentométrique doit représenter de 10 à 15% du réseau hydrologique conventionnel avec jaugeage (Long, 1989). Dans le cas du réseau de l'ANA en Amazonie brésilienne, cet objectif est atteint (33%) en considérant les 181 stations hydrométriques sur lesquelles sont réalisés des jaugeages tous les trois mois. Toutefois, considérant l'extension du bassin amazonien au sein du territoire brésilien ($\approx 4.10^6 \text{ km}^2$), et la densité des rivières de grandes dimensions (véritables fleuves), la quantité de stations sédimentométriques est encore insuffisante, ainsi que la fréquence d'échantillonnage. Compte tenu des difficultés d'accès à la région, l'existence d'un réseau hydrologique en fonctionnement depuis les années 1970, représente déjà en soi un fait important. Ainsi, depuis le début du fonctionnement du réseau sédimentométrique en Amazonie jusqu'en 1999, plus de 9000 échantillons ont été prélevés, totalisant 1827 résultats de concentration de MES (Tableau 3.02).

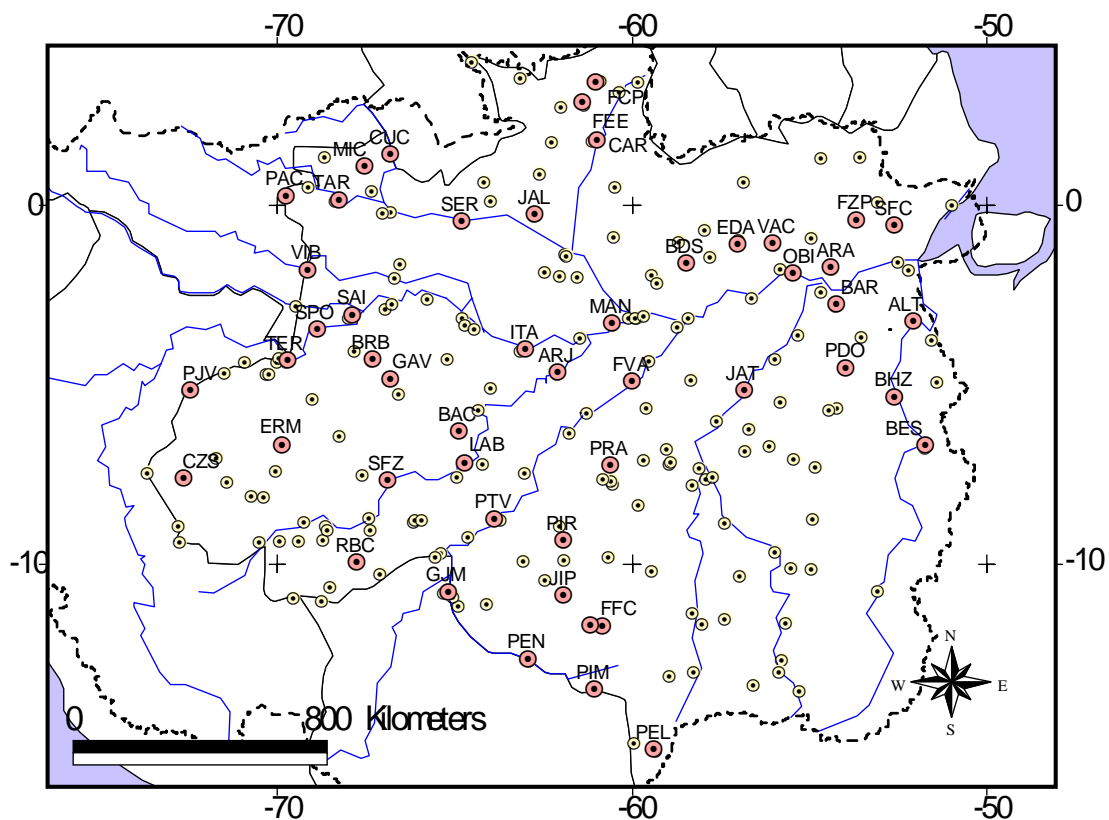


Figure 3.03 : Réseau hydrométrique de l'ANA en Amazonie brésilienne.

Plus de 200 stations sont en fonctionnement dont 60 (cercle majeur) avec un échantillonnage régulier des MES. Les abréviations correspondent aux codes du Tableau 3.02.

Tableau 3.02 : Stations du réseau de l'ANA en Amazonie brésilienne

Code	Fleuve / Station	Lat	Long	Sup (km²)	Période	Nb. Ech.
PJV	Javari à Palmeiras do Javari	-5,13	-72,80	12.300	03/92 a 09/00	27
TER	Solimões à Teresina	-4,28	-69,73	983.200	07/81 a 10/97	48
SPO	Solimões à São Paulo de Olivença	-3,47	-68,75	990.800	07/81 a 11/00	61
SAI	Solimões à Santo Antônio do Içá	-3,08	-67,93	1.134.500	04/84 a 12/00	47
BRB	Bia à Barreira Branca	-4,32	-67,33	-	04/92 a 12/97	13
CZS	Jurua à Cruzeiro do Sul	-7,62	-72,67	38.500	06/81 a 08/00	60
ERM	Jurua à Eirunepe - Montante	-6,68	-69,90	77.100	04/92 a 09/00	27
GAV	Jurua à Gavião	-4,83	-66,75	162.000	06/85 a 11/00	41
VIB	Japura à Vila Bittencourt	-1,40	-69,42	197.100	04/92 a 10/97	14
ITA	Solimões à Itapéua	-4,05	-63,02	1.769.000	05/92 a 08/00	22
RBC	Acre à Rio Branco	-9,97	-67,80	22.700	01/84 a 12/00	48
SFZ	Purus à Seringal Fortaleza	-7,68	-66,93	153.000	01/92 a 08/00	24
LAB	Purus à Lábrea	-7,25	-64,80	220.400	07/92 a 11/00	27
BAC	Cuniua à Bacaba	-6,33	-64,90	38.300	05/92 a 10/00	24
ARJ	Purus à Arumã - Jusante	-4,68	-62,12	359.900	07/83 a 10/00	52
MAN	Solimões à Manacapuru	-3,32	-60,58	2.147.700	07/83 a 11/00	47
CUC	Negro à Cucuí	-1,18	-66,83	61.800	04/85 a 08/00	41
MIC	Içana à Missão Içana	1,07	-67,58	22.300	03/92 a 12/97	16
TAR	Uaupés à Taraqua	0,07	-68,23	44.700	08/92 a 08/00	22
PAC	Tiquié à Pari Cachoeira	-0,17	-69,97	1.600	09/85 a 08/00	37
SER	Negro à Serrinha	-0,45	-64,83	279.900	09/85 a 06/00	40
JAL	Demini à Jalauaca	-0,03	-62,00	23.500	08/92 a 09/97	17
FCP	Uraricoera à Fazenda Caju-Piranga	3,45	-61,25	37.500	09/92 a 11/00	24
VSU	Surumu à Vila Surumu	4,20	-60,78	2.400	10/91 a 11/97	18
FBB	Cotingo à Fazenda Bandeira Branca	5,03	-60,50	600	12/91 a 11/97	17
MDC	Cotingo à Maloca do Contão	3,95	-60,43	5.800	09/92 a 05/00	23
FEE	Mucajai à Fé e Esperança	2,82	-61,27	13.700	09/92 a 07/00	24
CAR	Branco à Caracarai	1,80	-61,13	125.000	07/91 a 08/00	26
PEL	Guaporé à Pontes e Lacerda	-15,20	-59,33	2.500	05/79 a 05/97	35
PIM	Guaporé à Pimenteiras	-13,53	-60,98	-	07/92 a 05/97	18
PEN	Guaporé à Pedras Negras	-12,83	-62,93	109.800	09/92 a 09/00	17
GJM	Mamoré à Guajará-Mirim	-10,80	-65,38	589.500	01/84 a 07/00	32
PTV	Madeira à Porto Velho	-8,77	-63,92	954.300	02/78 a 08/00	39
FFC	Comemoração à Fazenda Flor do Campo	-11,75	-60,85	4.200	01/84 a 06/00	27
PIB	Pimenta Bueno à Pimenta Bueno	-11,65	-61,20	12.300	08/92 a 06/00	23
JIP	Jiparana à Jiparana	-10,88	-61,95	33.000	04/81 a 09/00	54
PIR	Machadinho à Piratininga	-9,37	-61,97	4.900	02/92 a 06/98	19
PRA	Aripuanã à Prainha (Velha)	-7,25	-60,40	108.600	03/84 a 10/00	46
FVA	Madeira à Fazenda Vista Alegre	-4,90	-60,02	1.324.700	01/85 a 10/00	45
BDS	Jatapu à Base da Siderama	-1,52	-58,50	25.100	01/92 a 03/98	18
EDA	Mapuera à Estirão da Angélica	-1,07	-57,07	25.800	09/80 a 07/94	33
CDP	Trombetas à Cachoeira da Porteira - Conj. 01	-1,08	-57,03	77.100	09/80 a 06/00	40
VAC	Erepecuru à Vista Alegre - Conj. 01	-1,05	-56,07	34.800	04/81 a 06/00	30
OBI	Amazonas à Obidos	-1,90	-55,50	4.618.700	04/79 a 05/98	54
BDI	Curua à Boca do Inferno	-1,57	-54,82	20.800	03/81 a 08/00	45
JAT	Tapajos à Jatobá	-5,97	-55,97	387.400	08/77 a 11/82	19
BAR	Curua-Una à Barragem - Conj. 04	-2,78	-54,27	14.200	08/80 a 05/00	59
ARA	Maicuru à Arapari	-1,75	-54,42	12.600	03/81 a 11/00	54
FZP	Paru do Este à Fazenda Paquirá	-0,42	-53,70	30.000	04/81 a 07/88	33
BES	Fresco à Boa Esperança	-6,72	-51,77	42.300	01/84 a 08/00	24
BHZ	Xingu à Belo Horizonte	-5,38	-52,88	277.300	01/84 a 06/98	23
PDO	Irirí à Pedra do Ó	-4,57	-54,05	123.800	01/84 a 06/00	17
ALT	Xingu à Altamira	-3,20	-52,22	446.200	02/84 a 07/00	32
SFC	Jari à São Francisco	-0,68	-52,55	51.300	02/77 a 07/00	104



*Figure 3.04 : Station hydrométrique de Cucuí, Rio Negro
Amazonie brésilienne.*

Le réseau des stations de référence du programme HYBAM en Amazonie brésilienne a été mis en place en 1995. Il s'agit d'un réseau similaire à celui du programme PHICAB, qui a fonctionné de 1985 à 1990 en Bolivie. Ce réseau regroupe 10 stations clés du réseau hydrométrique de l'ANA, sur lesquelles un échantillon de 500 ml d'eau est prélevé tous les 10 jours (échantillonnage décadaire). Le critère de sélection des stations du réseau, appelées stations de référence, a été basé sur l'infrastructure existante, la localisation géographique des stations dans le bassin, et l'existence de séries temporelles de débit et/ou de hauteur d'eau. Les stations sélectionnées sont principalement situées aux confluences des principaux tributaires du bassin, à l'entrée au Brésil pour le Rio Solimões, et à Óbidos comme exutoire du bassin amazonien (Figure 3.05). Ces stations contrôlent les fleuves d'origine andine qui transportent plus de 80% de la charge solide en suspension de l'Amazone à l'Océan Atlantique (Gibbs, 1967 ; Meade et al 1985 ; Filizola, 1999). Ce réseau, toujours en fonctionnement, totalise 883 échantillons pour la période 1995 - 1999 sur l'ensemble des 10 stations de référence de l'Amazonie brésilienne (Tableau 3.03).

Tableau 3.03 : Stations du réseau de référence du programme HYBAM
en Amazonie brésilienne (1995 - 1999)

Code	Fleuve / Station	Lat	Long	Période	Nb. Ech.
CAR	Branco à Caracarai	1,81	-61,12	98 a 00	76
SER	Negro à Serrinha	-0,45	-64,83	98 a 00	63
MOU	Negro à Moura	-1,24	-61,45	95 a 00	142
TAB	Solimões à Tabatinga	-4,16	-59,16	98 a 00	51
MAN	Solimões à Manacapuru	-3,32	-60,58	97 a 00	74
PTV	Madeira à Porto Velho	-8,77	-63,92	95 a 00	125
FVA	Madeira à Fz. Vista Alegre	-4,90	-60,02	98 a 99	47
OBI	Amazonas à Obidos	-1,90	-55,50	95 a 00	182
ITA	Tapajos à Itaituba	-4,29	-55,98	97 a 98	40
ALT	Xingu à Altamira	-3,22	-52,11	97 a 00	83

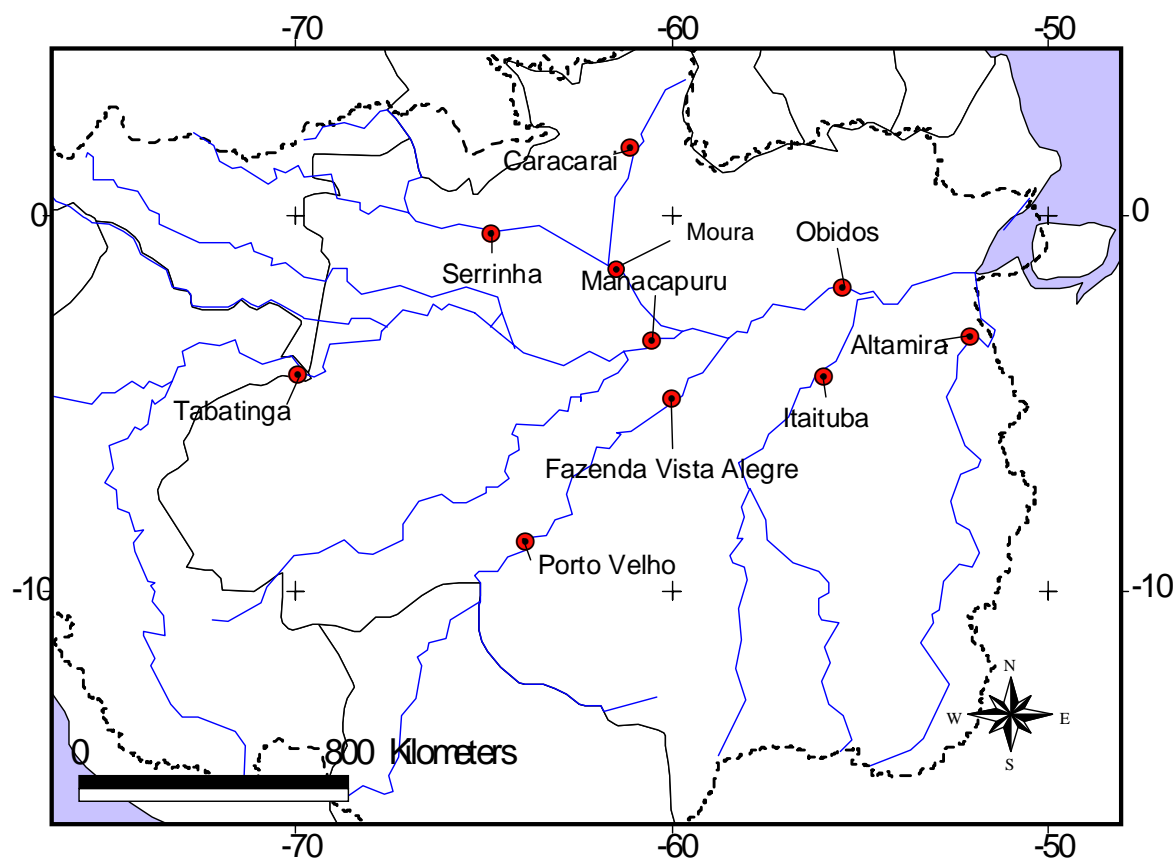


Figure 3.05 : Carte de localisation des stations de référence du programme HYBAM
en Amazonie brésilienne



Figure 3.06 : L'Amazonie à Óbidos, Amazonie brésilienne

Les campagnes du programme HYBAM en Amazonie brésilienne. En complément du réseau de stations de référence, le programme HYBAM a organisé de nombreuses missions de terrain, sur les principaux fleuves du bassin. Dans une première étape, qui est l'objet de cette étude, 8 campagnes ont été réalisées au cours de la période 1995 - 1998, où plus de 300 sites ont été visités (Figure 3.07). Ces campagnes avaient plusieurs objectifs, dont :

- effectuer des jaugeages sur les principaux fleuves, à différentes périodes du cycle hydrologique, en testant des technologies nouvelles, mieux adaptées aux grands fleuves amazoniens,
- mesurer les paramètres physico-chimiques (pH, turbidité, conductivité électrique et température),
- prélever des échantillons d'eau et de sédiments, pour la détermination des MES et l'analyse géochimique (majeurs et traces) des phases dissoute et particulaire.

Dans le cadre de cette étude, l'objectif principal est l'analyse des flux sédimentaires. Aussi, nous chercherons à évaluer le comportement des MES dans l'espace (dans la section de mesure, comme dans le bassin hydrographique), et dans le temps (au cours du cycle hydrologique annuel et inter-annuel).

Une attention particulière sera portée à la relation entre les concentrations de MES de surface et les concentrations représentatives de la section totale. Pour cela, 39 sites ont été sélectionnés pour lesquels les mesures de débit (84 jaugeages) et l'échantillonnage des MES

(679 échantillons, cf. tableau 4.02) ont été réalisés de manière concomitante (Tableau 3.04). Ces stations ont également été choisies du fait qu'elles ont été visitées plus d'une fois au cours du cycle hydrologique, ce qui permet une analyse de la variabilité temporelle de la distribution des MES dans la section jaugée.

Tableau 3.04 : Sites visités par les campagnes HYBAM au cours de la période 1995 – 1998 avec jaugeage et échantillonnage des MES.

Les valeurs de Débit et de MES correspondent à la moyenne des valeurs mesurées.

<i>Campagne HYBAM</i>	<i>Code</i>	<i>Date</i>	<i>Fleuve / Station</i>	<i>Lat.</i>	<i>Long.</i>	<i>Débit (m³.s⁻¹)</i>	<i>MES (mg.l⁻¹)</i>
BR_02	ARJ	17/3/1995	Purus à Arumã jusante	-4.71	-62.13	13 920	159
BR_02	MAN	18/3/1995	Solimões à Manacapuru	-3.35	-60.55	84 670	226
BR_02	FDM	21/3/1995	Madeira à l'embouchure	-3.44	-58.79	37 420	667
BR_02	OBI	24/3/1995	Amazonas à Óbidos	-1.95	-55.51	157 390	228
BR_03	PTV	26/6/1995	Madeira à Porto Velho	-8.79	-63.92	11 550	149
BR_03	HUM	29/6/1995	Madeira à Humaitá	-7.41	-63.00	11 720	152
BR_03	MNI	30/6/1995	Madeira à Manicoré	-5.79	-61.29	14 660	141
BR_03	PRV	1/7/1995	Aripuanã à Prainha Velha	-5.16	-60.38	2 200	9
BR_03	FVA	1/7/1995	Madeira à Vista Alegre	-4.90	-60.03	19 140	98
BR_03	FDM	2/7/1995	Madeira à l'embouchure	-3.44	-58.79	18 980	39
BR_03	OBI	5/7/1995	Amazonas à Óbidos	-1.95	-55.51	192 960	98
BR_04	TAB	26/10/1995	Solimões à Tabatinga	-4.24	-69.96	19 870	137
BR_04	SPO	28/10/1995	Solimões à São Paulo de Olivença	-3.46	-68.91	24 250	141
BR_04	SAI	29/10/1995	Solimões à Santo Antônio do Içá	-3.05	-67.88	28 630	195
BR_04	IPV	31/10/1995	Ica à Ipiranga Velho	-2.94	-69.53	5 350	142
BR_04	FBO	3/11/1995	Solimões à Fonte Boa	-2.49	-66.06	34 340	195
BR_04	MAR	4/11/1995	Japura à Maraã	-1.91	-65.27	9 510	49
BR_04	FDJ	4/11/1995	Juruá à l'embouchure	-2.63	-65.80	1 050	91
BR_04	ITP	7/11/1995	Solimões à Itapéua	-4.05	-63.04	46 860	156
BR_04	ARJ	9/11/1995	Purus à Arumã jusante	-4.71	-62.13	2 530	47
BR_04	MAN	10/11/1995	Solimões à Manacapuru	-3.35	-60.55	52 420	160
BR_04	ITA	15/11/1995	Amazonas à Itacoatiara	-3.16	-58.45	75 210	67
BR_04	FDM	15/11/1995	Madeira à l'embouchure	-3.44	-58.79	5 170	28
BR_04	ORI	16/11/1995	Trombetas à Oriximiná	-1.76	-55.87	1 260	11
BR_04	OBI	17/11/1995	Amazonas à Óbidos	-1.95	-55.51	81 100	51
BR_04	ADC	18/11/1995	Tapajós à Alter do Chão	-2.47	-54.98	6 060	8
BR_05	CUR	4/7/1996	Negro à Curicuriari	-0.19	-66.83	23 920	15
BR_05	SER	5/7/1996	Negro à Serrinha	-0.50	-64.83	34 280	14
BR_05	SMB	9/7/1996	Branco à Santa Maria do Boiaçu	0.59	-61.81	12 010	31
BR_05	PAR	12/7/1996	Negro à Paricatuba	-3.08	-60.24	64 380	17
BR_05	ILM	15/7/1996	Solimões à Ilha dos Mouras	-3.30	-60.03	119 840	64
BR_05	FDM	16/7/1996	Madeira à l'embouchure	-3.44	-58.79	13 470	32
BR_05	OBI	18/7/1996	Amazonas à Óbidos	-1.95	-55.51	191 500	111
BR_06	LAB	1/10/1996	Purus à Lábrea	-7.24	-64.79	580	79
BR_06	CAN	3/10/1996	Purus à Canutama	-6.55	-64.38	820	79
BR_06	FDT	4/10/1996	Tapauá à l'embouchure	-5.78	-64.40	400	49
BR_06	BAT	5/10/1996	Purus à Baturité	-5.72	-63.51	1 790	70

<i>Campagne HYBAM</i>	<i>Code</i>	<i>Date</i>	<i>Fleuve / Station</i>	<i>Lat.</i>	<i>Long.</i>	<i>Débit (m³.s⁻¹)</i>	<i>MES (mg.l⁻¹)</i>
BR_06	ARJ	7/10/1996	Purus à Arumã jusante	-4.71	-62.13	2 680	66
BR_06	MAN	8/10/1996	Solimões à Manacapuru	-3.35	-60.55	55 890	96
BR_06	FDM	11/10/1996	Madeira à l'embouchure	-3.44	-58.79	7 430	50
BR_06	ORI	13/10/1996	Trombetas à Oriximina	-1.76	-55.87	2 700	30
BR_06	OBI	14/10/1996	Amazonas à Óbidos	-1.95	-55.51	110 240	45
BR_06	TAP	16/10/1996	Amazonas à Taperinha	-2.42	-54.26	124 880	24
BR_08	TAB	26/4/1997	Solimões à Tabatinga	-4.24	-69.96	51 830	184
BR_08	SPO	28/4/1997	Solimões à São Paulo de Olivença	-3.46	-68.91	53 400	203
BR_08	IPV	30/4/1997	Ica à Ipiranga Velho	-2.94	-69.53	7 740	130
BR_08	PTA	2/5/1997	Jutai à Porto Antunez	-2.88	-66.94	4 130	13
BR_08	FDJ	3/5/1997	Juruá à l'embouchure	-2.63	-65.80	10 120	47
BR_08	FBO	3/5/1997	Solimões à Fonte Boa	-2.49	-66.06	71 810	234
BR_08	ACA	5/5/1997	Japura à Acanauí	-1.81	-66.46	9 850	68
BR_08	TEF	7/5/1997	Solimões à Tefé	-3.46	-64.47	96 640	130
BR_08	ITP	8/5/1997	Solimões à Itapéua	-4.05	-63.04	96 790	125
BR_08	ARJ	10/5/1997	Purus à Arumã jusante	-4.71	-62.13	25 290	48
BR_08	MAN	12/5/1997	Solimões à Manacapuru	-3.35	-60.55	133 420	170
BR_08	MOU	18/5/1997	Negro à Moura	-1.40	-61.69	34 660	3
BR_08	PAR	19/5/1997	Negro à Paricatuba	-3.08	-60.24	37 350	3
BR_08	JAT	21/5/1997	Amazonas à Jatuarana	-3.08	-59.68	146 950	144
BR_08	FVA	22/5/1997	Madeira à Vista Alegre	-4.90	-60.03	49 780	438
BR_08	PAT	25/5/1997	Amazonas à Parintins	-2.60	-56.65	199 950	176
BR_08	ORI	26/5/1997	Trombetas à Oriximina	-1.76	-55.87	9 690	11
BR_08	OBI	28/5/1997	Amazonas à Óbidos	-1.95	-55.51	204 490	173
BR_08	AVE	30/5/1997	Tapajós à Aveiro	-3.61	-55.33	13 120	21
BR_11	PTV	13/4/1998	Madeira à Porto Velho	-8.79	-63.92	29 350	1283
BR_11	CAL	15/4/1998	Machado à Calama	-8.12	-62.89	2 090	29
BR_11	HUM	16/4/1998	Madeira à Humaitá	-7.41	-63.00	31 160	923
BR_11	MNI	17/4/1998	Madeira à Manicoré	-5.79	-61.29	37 640	622
BR_11	MAR	17/4/1998	Marmelos à Marmelos	-6.18	-61.77	2 880	12
BR_11	PRV	18/4/1998	Aripuanã à Prainha Velha	-5.16	-60.38	7 280	14
BR_11	FVA	18/4/1998	Madeira à Vista Alegre	-4.90	-60.03	45 360	578
BR_11	FDM	19/4/1998	Madeira à l'embouchure	-3.44	-58.79	39 920	714
BR_11	PAR	21/4/1998	Negro à Paricatuba	-3.08	-60.24	12 990	3
BR_11	ITP	24/4/1998	Solimões à Itapéua	-4.05	-63.04	85 080	164
BR_11	ARJ	27/4/1998	Purus à Arumã jusante	-4.71	-62.13	19 310	65
BR_11	MAN	28/4/1998	Solimões à Manacapuru	-3.35	-60.55	114 750	247
BR_11	OBI	2/5/1998	Amazonas à Óbidos	-1.95	-55.51	177 960	195
BR_11	ORI	2/5/1998	Trombetas à Oriximina	-1.76	-55.87	4 570	18
BR_11	ADC	5/5/1998	Tapajós à Alter do Chão	-2.47	-54.98	8 170	5
BR_12	CUR	22/9/1998	Negro à Curicuriari	-0.19	-66.83	11 870	8
BR_12	SER	23/9/1998	Negro à Serrinha	-0.50	-64.83	17 220	8
BR_12	CAR	25/9/1998	Branco à Caracaraí	1,80	-61,13	22 390	8
BR_12	MOU	26/9/1998	Negro à Moura	-1.40	-61.69	25 880	9
BR_12	PAR	28/9/1998	Negro à Paricatuba	-3.08	-60.24	30 640	10
BR_12	FDM	1/10/1998	Madeira à l'embouchure	-3.44	-58.79	5 970	36
BR_12	ORI	3/10/1998	Trombetas à Oriximina	-1.76	-55.87	1 700	33
BR_12	OBI	4/10/1998	Amazonas à Óbidos	-1.95	-55.51	97 620	37

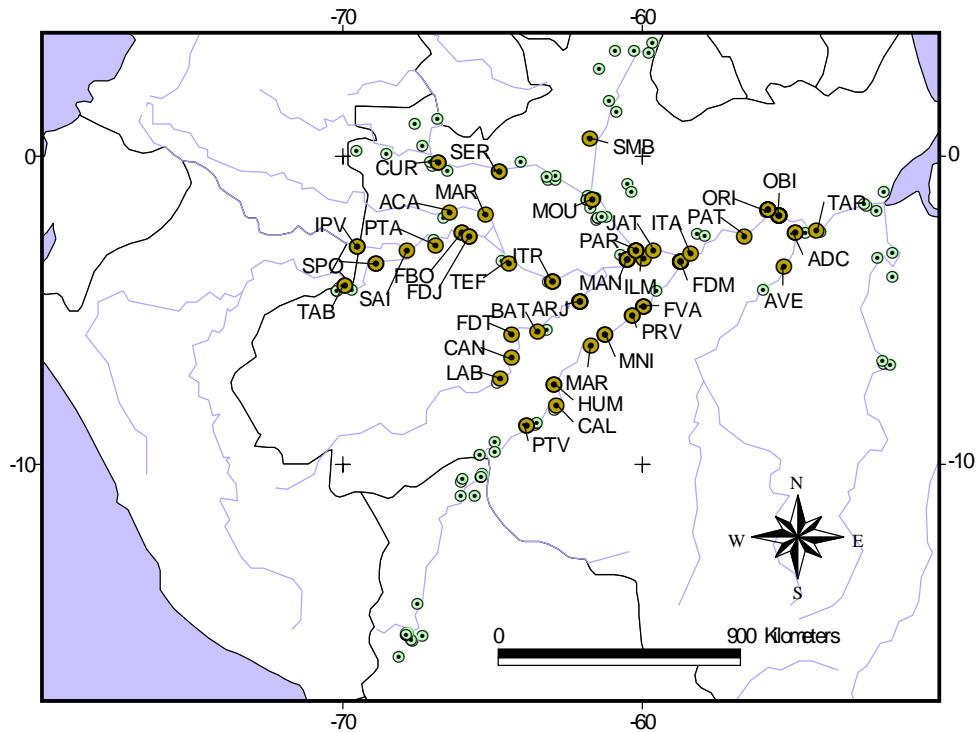


Figure 3.07 : Localisation des points échantillonnés par les campagnes HYBAM au cours de la période 1995-1998. Les cercles foncés (plus grands) correspondent aux sites sur lesquels ont été réalisés des jaugeages et un échantillonnage complet de la section. Les codes de stations sont indiqués dans le tableau 3.04.



Figure 3.08 : Type d'embarcation amazonienne utilisée par les campagnes HYBAM

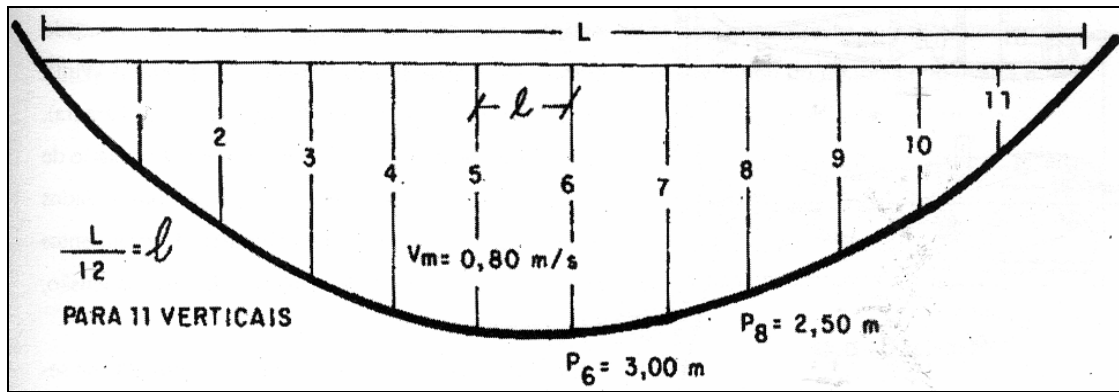
3.2. METHODES DE JAUGEAGE

Le débit liquide d'une rivière correspond à l'écoulement de l'eau à un instant déterminé. Il représente le volume d'eau écoulé, dans une section mouillée d'un cours d'eau déterminé, en une seconde. S'il existe une grandeur imposée à la section limnimétrique par le bassin versant amont, c'est le débit. Dans la pratique, la mesure de débit sur le terrain correspond à l'intégration sur la section, des vitesses obtenues sur des verticales successives également espacées et distribuées le long d'une section transversale de la rivière (Jacon & Cudo, 1989).

En Amazonie brésilienne, les jaugeages sont traditionnellement réalisés selon les normes de l'OMM (WMO, 1994), par l'exploration du champ des vitesses. Cette détermination des vitesses est réalisée à l'aide d'un moulinet hydrométrique (Figure 3.09), avec des mesures du courant à différentes profondeurs (généralement sur quatre points : 20%, 40%, 60% et 80% de la profondeur totale), sur des verticales successives également disposées dans la section (Figure 3.10).



Figure 3.09 : Moulinet hydrométrique sur treuil pour jaugeage de l'Amazonie



*Figure 3.10 : Schéma théorique d'une section pour un jaugeage au moulinet hydrométrique.
(Carvalho, 1994)*

Le jaugeage s'effectue soit à partir d'un pont (Figure 3.11), soit à l'aide d'un câble en acier installé sur la section de la rivière pour les petites sections (Figure 3.12), ou encore à partir d'embarcations quand la largeur des rivières ne permet pas l'utilisation de câbles (Figure 3.09). Si une embarcation est utilisée, le positionnement de la verticale est obtenu par un procédé topographique, en utilisant soit un théodolite (Figure 3.13), soit un sextant, pour des visées sur des cibles référencées qui sont installées préalablement sur les berges (DNAEE, 1970 ; Filizola et al., 1999).



Figure 3.11 : Jaugeage au moulinet à partir d'un pont, Rio Grande à Abapo, Bolivie.

La fréquence moyenne des mesures, au Brésil comme en Bolivie, est d'un jaugeage tous les trois mois. Dans le cas du réseau brésilien de l'ANA, ceci est vrai pour les 181 stations amazoniennes, depuis les années 60 – 70, jusqu'à aujourd'hui. Dans le cas de l'Amazonie bolivienne, les campagnes de jaugeages ont été arrêtées avec la fin du programme PHICAB, puis ont repris graduellement depuis 1995 sur le bassin du Rio Beni dans le cadre du programme HYBAM.



*Figure 3.12 : Jaugeage au moulinet à partir d'un câble
Rio Beni à Angosto del Bala, Bolivie.*

Les mesures du débit (Q) lors des jaugeages, à une fréquence déterminée durant quelques années, permet l'obtention une courbe d'étalonnage du type $Q = f(H)$ pour une station hydrologique déterminée, où (H) correspond à la hauteur d'eau, encore appelée cote ou hauteur limnimétrique. La mesure en continu des hauteurs d'eau, avec une courbe d'étalonnage dûment validée (Figure 3.14), permet l'obtention d'une série journalière de débits. Ce mode de calcul des débits est universel, et il est appliqué aux stations hydrométriques amazoniennes. Toutefois, dans beaucoup de stations hydrométriques, notamment à proximité de la confluence des grands fleuves, la relation $Q = f(H)$ n'est pas

univoque (Figure 3.15) du fait de l'effet de barrage hydraulique du cours principal (Meade et al., 1991 ; Molinier et al., 1997). Aussi, des courbes d'étalonnage prenant en compte soit la variabilité temporelle du gradient hydraulique, soit la variabilité spatiale de la pente du fleuve ont été développées (Jacon & Cudo, 1989).



Figure 3.13 : Balises et mesure au théodolite pour le positionnement du bateau, station hydrométrique de Óbidos, Brésil.

Pour améliorer la qualité de la mesure hydrologique, notamment aux stations hydrométriques influencées par un contrôle hydraulique aval, le programme HYBAM a acquis en 1994, un courantomètre à l'effet Doppler – ADCP, de 300 KHz. Cet équipement utilise la variation de fréquence entre le signal émis, et le signal renvoyé par les particules en suspension, pour calculer la vitesse de l'eau et sa direction (RDI, 1989). Le calcul est effectué automatiquement en temps réel par le logiciel TRANSECT, installé sur un ordinateur portable. Quand l'ADCP est installé correctement dans une embarcation traditionnelle amazonienne (Figure 3.16), le logiciel calcule la vitesse et le débit unitaire dans des cellules de taille variable, durant le déplacement de l'embarcation d'une berge à l'autre. Lors de la mesure, la vitesse du bateau ne peut excéder 5 nœuds, soit environ 10 km.h^{-1} . A l'arrivée, la valeur cumulée des débits unitaires correspond au débit de la section jaugée. La taille de chaque cellule dépend de la configuration utilisée (hauteur de cellule), de la programmation de l'émission du signal ADCP (nombre de pings par minutes), ainsi que de la vitesse de déplacement du bateau (largeur de cellule). Dans une section de plus de 2 km de large comme Óbidos, l'intervalle

entre 2 pings est généralement de 1 à 3 secondes, ce qui génère à cette section de 600 à 1800 verticales. Enfin, chacune de ces verticales est découpée en cellules de 1 à 2 m de haut. Le positionnement de chaque verticale se fait par rapport à l'écho du fond, qui est considéré comme stable. Ainsi, le débit peut être mesuré, quelle que soit la trajectoire du bateau, le sens du courant, et la géométrie de la section.

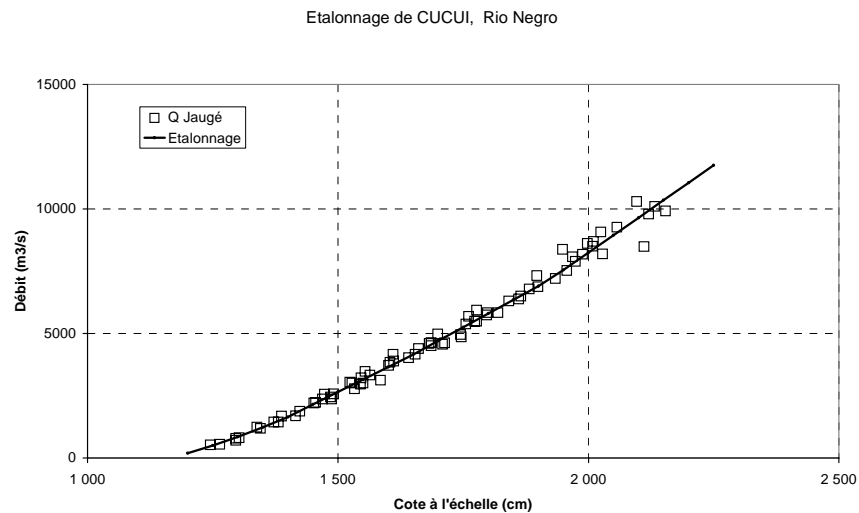


Figure 3.14 : Courbe d'étalonnage $Q = f(H)$ pour la station de Cucuí sur le Rio Negro.
(Base de données de l'ANA, Brasília)

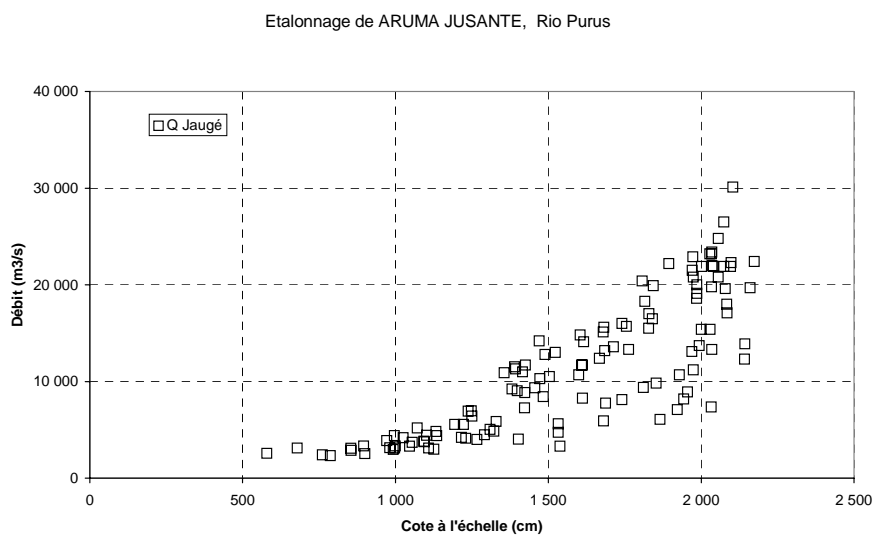


Figure 3.15 : Relation $Q = f(H)$ pour la station de Arumã jusante sur le Rio Purus.
(Base de données de l'ANA, Brasília)



Figure 3.16 : Jaugeage par ADCP sur un bateau amazonien, Rio Negro, Brésil.

Un module de visualisation permet l'accompagnement en temps réel de l'opération de jaugeage par ADCP, avec la génération d'images comme la trajectoire du bateau (Figure 3.17), ou le profil des vitesses dans la section jaugée (Figure 3.18).

A partir des observations et travaux menés in situ sur la reproductibilité des mesures de débit au cours des premières missions de terrain du Programme HYBAM en Amazonie brésilienne (Guyot et al., 1994, 1995), un protocole opérationnel a été mis au point. Ce protocole recommande d'effectuer 4 jaugeages successifs d'une même section, afin d'obtenir une valeur de débit représentative, mais aussi d'évaluer la dérive éventuelle du référentiel de fond lors des crues (Guimarães et al., 1997 ; Guyot et al., 1998 ; Callède et al., 2000). L'ADCP, qui a été utilisé dans toutes les missions de terrain du programme HYBAM pour la mesure des débits, a permis la constitution d'une banque de données sur les paramètres hydrodynamiques de nombreuses sections jaugées. Ces informations ont été rassemblées dans la banque de données géoréférencée du programme HYBAM (Cochonneau et al., inédit).

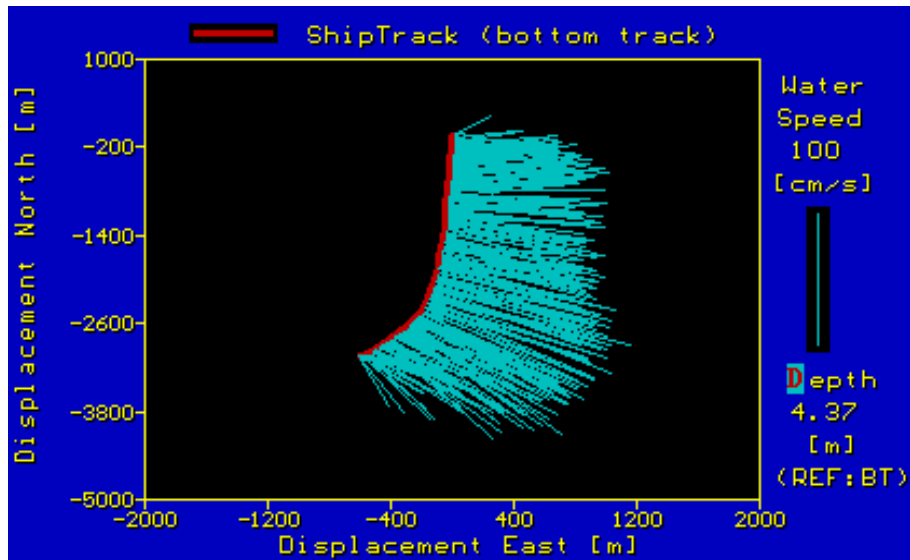


Figure 3.17 : Jaugeage ADCP : trajectoire du bateau et distribution des vecteurs vitesses à 4.37 m de profondeur Rio Solimões à Manacapuru, Brésil, 10/11/1995.

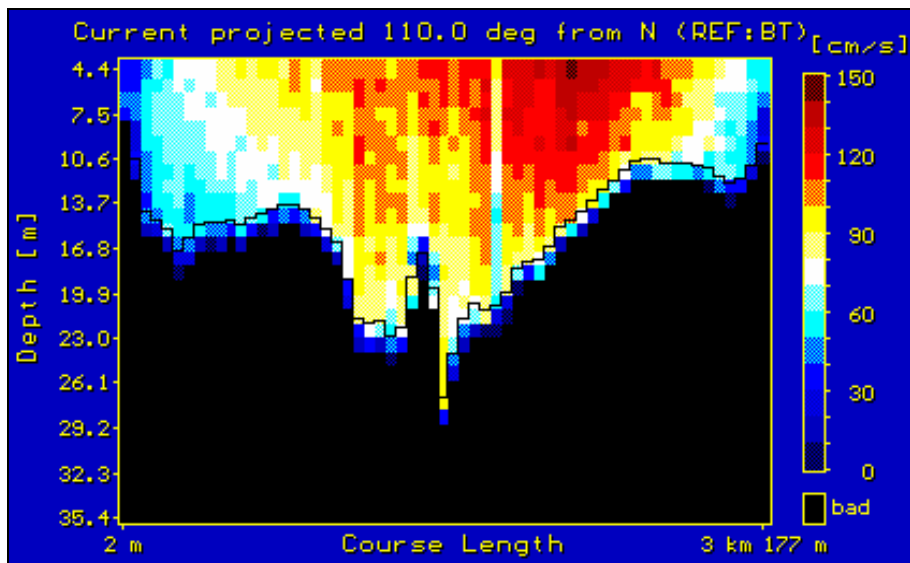


Figure 3.18 : Jaugeage ADCP : profil en travers, et distribution des vitesses dans la section Rio Solimões à Manacapuru, Brésil, 10/11/1995

Pour avoir plus de détails sur la méthodologie ADCP et son utilisation sur les fleuves d'Amazonie, voir l'article suivant.

Measuring the discharge of the Amazon River Using Doppler Technology

Naziano Filizola,¹ Jean Loup Guyot² and Valdemar Guimarães¹

¹ Agência Nacional de Águas-ANA, SPS, Área 5, Qd. 3, Bl. B, CEP 70610-200 Brasília DF, Brazil

² Institut de Recherche pour le Développement-IRD, UR 154 LMTG, Casilla 18-1209, Lima 18, Peru

Abstract:

The purpose of this paper is to report an experiment performed with a Doppler device, an Acoustic Doppler Current Profiler-ADCP, under tropical environmental conditions alongside traditional methods used in the Amazon River Basin. At the Manacapuru site on the Solimões River, the HiBAM research team tested the ADCP over 4 days (from August 25 to 28, 1996) when 34 water discharge measurements were completed, compared with a maximum of 3 measurements achieved with the other methods, due to operational limitations. The ADCP results differed from the other methods by about 9%. However, the final water discharge results ($93 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ for the experiment period) showed that the ADCP offers fundamental advantages in terms of measurement reproducibility (less than 1%), speed (only 30 minutes for a 3000 m transect), reduced number of people (2) and safety. The results also prove that ADCP is a good system to help solve problem of scatter associated with the rating curve for Manacapuru.

KEY WORDS Amazon River, Brazil, hydrology, gauging method, ADCP

INTRODUCTION

Water discharge measurement is often a difficult task, especially in large rivers, like the Amazon and its tributaries, with very wide sections (1 to 6 km or more). In the Brazilian Amazon, the World Meteorological Organization recommendations (WMO, 1994) are used for discharge measurements, but there are sometimes modified because of the great width of the river. Hydrologic data for the Amazon river basin have been collected routinely since the early 20th century, but for discharge measurements, Oltman et al. (1964) and Oltman (1968) were the pioneers. Subsequently, in the early 1970s, the Brazilian Government initiated a regular discharge-measurement program, which also included other hydrological parameters. All these data have been compiled within the scope of a national Data Set and different research teams have used them to improve the understanding of the hydrological response of the Amazon river basin. The US Geological Survey Alpha - Helix program undertook some field cruises, where discharges were measured using the Oltman method and other approaches (Meade et al., 1979). These data, together with that of the Brazilian Government hydrometric network, made possible the first Amazon River basin overview, and provide a data set for a very large basin. More recently, in the 1980s, another US program called CAMREX, undertook further discharge measurements (Richey et al., 1986) that helped to understand the backwater effects on the Amazon River basin (Meade et al., 1991). Hysteresis effects associated with the discharge measurements undertaken at Central Amazonia (the Manacapuru hydrometric station on the Solimões River) are also very well documented by Jacon & Cudo (1989). Recently, a Brazilian and French research team, the HiBAM project, also performed some discharge measurements (Molinier, 1995). This was also the beginning of a continuous discharge-measurement program performed using a Doppler device. The main objective of this paper is to report the first HiBAM exhaustive comparison of ADCP and other water discharge methods used in Brazil, undertaken at the Manacapuru site (Fig. 1) on the Solimões River, ~80 km from Manaus, from August 25 to 28, 1996. The results demonstrate fundamental advantages in using the ADCP which proved advantageous in terms of equipment reproducibility, ease of use, speed and real time data acquisition and visualization.

THE MANACAPURU SITE

The Manacapuru hydrometric station (Fig. 1) is located 3 km downstream of the village with same name and 1500 km upstream from the Amazon River mouth. The drainage area controlled by this station corresponds to 2 150 000 km². It is the last station below the confluence of the Negro River with the Amazon River. The width

at the discharge measurement section, situated 6 km downstream of the Manacapuru city, is 3200 m. The water level has been recorded at the site since the middle of 1972 and water discharge measurements have been undertaken since the early 1973, nearly 4 times a year, using the methods recommended by WMO and Oltman (1968). The mean annual water discharge is about $103\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ and the hydrological regime has a high water period between May and July and low water season between mid - September and early November (Fig. 1). Jacon and Cudo (1989) performed a critical analysis of the water discharge data set. They identified a point scattering problem (Fig. 2) within the level vs. water discharge relationship (the Manacapuru rating curve). They considered that the problem could be attributed to the following reasons. In the first place, the very low gradient of the basin causes an hysteresis phenomenon, so that the same water discharge value corresponds to different water stages. The most important cause, is probably the problems associated with the methods used for measuring water discharge in large rivers. The WMO methods, together with those of Oltman (1968) are widely recommended for all rivers of the world, even though, in large rivers, there can be problems in controlling the boat position over the section and in correcting deviations in the boat trace, which can be a source of errors. Also, the time required to undertake these measurements on large rivers can be very considerable and significant variations in discharge can occur during the gauging, which are not identified by procedures, such as those used to identify tidal variation (Kosuth et al. 1999).

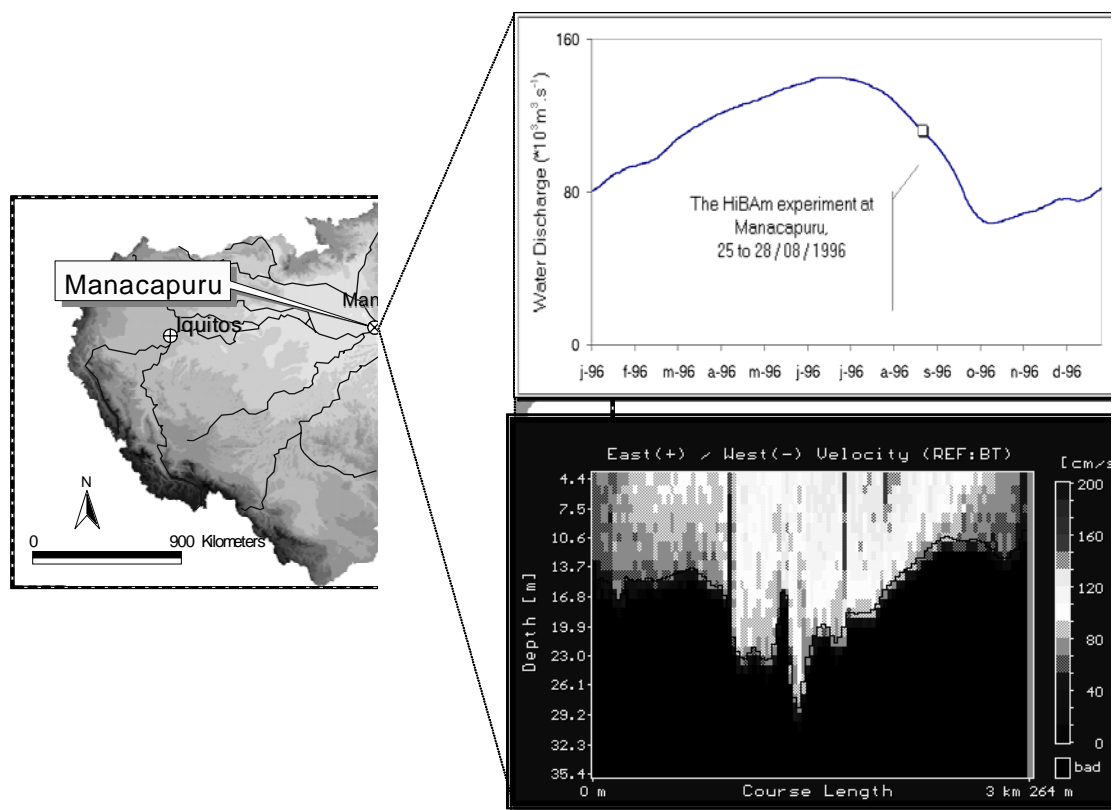


Figure 1. The Manacapuru site at the Amazon River Basin, showing the hydrograph for the year of 1996 and the ADCP section measured by the HiBAm experiment.

METHODOLOGY

In the Manacapuru experiment, traditional water discharge measurements included the normally recommended devices : a current meter for water velocity determinations; a fathometer to obtain the water section profile; and surveying instruments for determining the boat trace and position. The methods were those recommended by WMO (1994) and Oltman et al. (1964). The difference between the traditional methods and other methods relate to the procedure used for boat positioning and control on the river section, and also how the water velocities are measured over each vertical, when includes differences in the way velocity is integrated in the vertical and also across the section. The first method we used was the one most commonly used on large river sections in Brazil and more particularly that introduced by Oltman called “The Big Rivers” method (BR). In this method, the boat has its positioning controlled from the banks by topographic surveying instruments and procedures. Each new boat position and measurement operation are controlled by the instrumentation and by radio communication

between people on the banks and in the boat. With the “Big Rivers” method, water velocities are measured by a current meter at different verticals and at different depths, determined with a fathometer. Then, the velocities are integrated over the section, to obtain the total discharge. This method is safe and provide results of relatively good quality. However, the problems of boat trace and positioning are not solved very well, and some corrections need to be carried out. Problems related to the vertical positioning of velocity measurement difficulties associated with great depths and widths and a lot of other uncertainties still exist in the Amazonian environment. The second method used involved an “Anchored Ship” (AS) in each measured vertical (Chevalier, 1993; WMO, 1994). The boat was secured by an anchor and remained at nearly the same point in every vertical, so as to measure water velocities. Its position along the section was determined from the boat using a sextant aimed at targets on the banks. Velocities are measured and the water discharge is calculated just as in the BR method. In terms of the final results, this method is the most recommended as it solves the boat positioning problem better than the BR method. However, in the case of a large river section, the operation is very dangerous. It is not easy to fix a boat along a section such as that at Manacapuru with velocities near 2 m.s^{-1} and water depths from 20 to 30 m (Fig. 1). Sometimes, to be safe in using AS, there is a need to stop the measurement under rainstorm conditions and to resume when the storm is over, incorporating errors into the measurement. The third method we used at Manacapuru was the “Moving boat” (MB) or “Float method” (Smoot and Novak, 1969). With this method, the river section is marked by two floats fixed near the banks. The boat follows transects between the floats. Water velocities are determined at a fixed depth using a current meter but the boat needs to have a constant velocity. Decomposition of the boat and velocity vectors of the current meter make it possible to calculate the river mean velocity. This procedure can be repeated several times and at different depths. However, it is difficult to maintain the same boat velocity during a transect of more than 3000 m (Fig. 1) and there is a limit to the depth used for velocity determination using a current meter fixed to a long rod in sections like Manacapuru which are sometimes 30 m in depth. For all these methods, another additional problem is the time consumed in doing the job. Sometimes, it can take more than 10 hours of work (Table 1) to achieve a complete water discharge measurement over the total section and the results are considered as an average of the total discharge passing over the river section in one day.

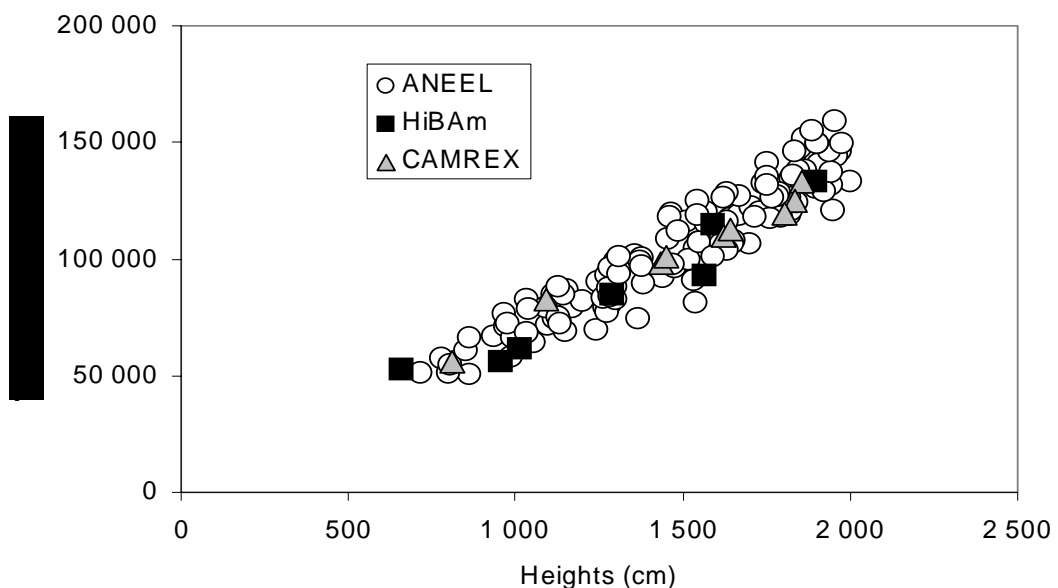


Figure 2 . The Manacapuru rating curve with discharge measured by different methods. ANEEL and CAMREX measures with WMO recommended procedures. HiBAm measures with ADCP.

The Doppler tool, a 300 kHz Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) was the fourth method used for the Manacapuru experiment. The development of such devices was prompted by a United States Geological Survey (USGS) initiative (Simpson & Oltman, 1993). This system uses the Doppler effect to measure a river’s discharge, by means of successive current profiles obtained in real time. A probe transmits acoustic pulses and receives part of the transmitted acoustic energy, that is reflected back toward the transducers by the particles in suspension which move along with the water. The reflected signal frequency is shifted due to the Doppler effect, and the frequency shift magnitude is a function of the speed of the scatters along the acoustic beams. The

equipment has the capacity to convert these frequency shifts into water velocities. Particle movement in the water causes variations in the echo frequency. The probe measures those variations as a function of the depth, to obtain the current velocity at 128 different positions in the water column (RDI, 1989). With this information, the equipment builds a vertical profile of the water column, establishes the water section profile, and also gives the boat position in the section. The acquisition of each vertical profile lasts less than one second. Using the current velocity and water section area information provided by the probe, a computer algorithm calculates the discharge during the real time ship displacement until the end of the course, when it gives the total measured discharge. The equipment makes automatic corrections for the boat trace and flow direction and calculates the water discharge. These corrections, combined with the short time spent on operational procedures, allow frequent discharge measurements to be undertaken, over a one-day period, to investigate such phenomena as the effects of tidal or microtidal variations on the river discharge (Kosuth et al, 1999).

Environmental conditions have been cited as a source of errors for ADCP results (Morlock, 1996). To test the ADCP reproducibility in a tropical environment, its data quality and also the perception of the time variability influence in the final result, the HiBAm project established an ADCP water discharge collection data protocol. In these recommendations, a minimum of 4 transects (two from the left to the right bank and two from the right to the left bank) are required to complete one measurement. The final result is the mean value of those 4 measurements with the combined coefficient of variation (CV) among all the measurements. Such a protocol is also important to overcome possible problems with bottom detection (Callède et al., 1999). But as an experiment, at Manacapuru, from August 25 to 28, 1996, we achieved numerous other ADCP transects during the time spent with other methods.

RESULTS AND DISCUSSION

Table 1 shows the results obtained from the HiBAm experiment at Manacapuru from August 25 to August 28, 1996. On each day, one method was tested against the ADCP. A total of 34 ADCP measurements were completed as compared to 1 using the BR method, 3 using the AS method and 2 using the MB method. A negative mean water height variation of about 1 cm.day^{-1} was registered. Such variation was also reflected by the ADCP with a CV of about 1.5% on water discharge, also in accordance with the Manacapuru hydrograph (Fig. 1). Since this coefficient of variation (CV) has almost the same order as that for the one-day long ADCP measurements, we only use this value as a reference which identifies a regular trend during the experiment. However, with traditional methods, especially the BR and AS methods, which use almost the same procedure for each vertical, and involve significant differences only in relation to boat positioning, such a trend was not detected.

The water discharge results for the different methods are very difficult to compare with those provided by the ADCP. First of all, during the time spent with each traditional method, 8 measurements on average were completed with the ADCP. The water discharge measured with the ADCP takes almost 30 minutes for each measurement, while with the other methods we spent ~4 hours as a minimum with the MB method and up to ~8 hours with the BR method. In the case of the AS method, we were obliged to extend the first measurement over two days (starting on the 26 and completing on the 27), due to the environmental conditions, but the time spent for each method was about 6 hours on average. The MB method was employed for only 4 transects at 1 m in depth (1 hour per transect). The differences in measurements time means that we actually measured different things. With the traditional methods, we measured over a one day time scale, and with the ADCP we measured over an hour time scale. In order to compare the results, we adopted the mean value for all those methods when possible (two measurements completed as a minimum). The ADCP result seems to be stable. The Doppler tool showed a very high capacity for reproducibility, lower than 1%, for a statistic population which is more representative (8 measurements per day) than the other methods (1 to 3 measurements per day).

The mean differences between the results generated by the ADCP and the other methods were calculated. The greatest value was 16% when comparing with the MB results and 11% with the BR ones. With the AS method it was lower than 1%, clearly demonstrating the efficiency of this last method. The differences between the BR ($104 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) and ADCP ($94.7 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) values can be attributed to the difficulties of boat positioning and trace determination. The difference between the results from the ADCP ($91.7 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) and the MB ($106 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$), probably reflects the limitations of MB method in using a 1 m in-depth procedure and also from the difficulties in maintaining a constant boat velocity in a river current near $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Comparison of the ADCP ($92.2 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) result with the AS ($93.0 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) result seems to indicate a good correspondence between both tested methods. The comparison improves further if we compare the mean ADCP value for the 4 days ($92.9 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) with the mean AS value given above. Despite the problem which required the division of the first measurement, the final results can be considered the same, for a one-day time scale. The ADCP advantage in that specific case reflects both the time and effort involved and people consuming and the safe working

conditions in a large river in a tropical environment. With the ADCP, we used 2 people for the task, undertaking one measurement each 30 minutes. With the AS method, we used 5 people, undertaking one measurement every 6 hours, and this involved the dangerous and difficult task of fixing a boat with an anchor in a more than 20 m in-depth section with water velocities sometimes greater than 2 m.s⁻¹.

Table 1. The Manacapuru experiment discharge measurements results in August, 25 to 28, 1996.

Date	Method	Height (m)	Q * 10 ³ (m ³ .s ⁻¹)	Mean Q * 10 ³ (m ³ .s ⁻¹)	Std. Dev.	CV [#]	(Max-Min)/Ave	Time ^{##}							
25/08/1996	BR		104,8	-	-	-	-	8							
	ADCP	1,58	94,1	94,7	0,49	0,5%	1,3%	0,5							
			95,3												
			95,0												
			94,6												
			95,3												
			94,5												
			94,9												
26/08/1996	ADCP	1,57	94,1	93,2	0,72	0,8%	2,1%	0,5							
			93,1												
			93,5												
			93,8												
			94,2												
			92,4												
			92,8												
	92,2														
27/08/1996	AS		92,1	93,0	1,15	1,2%	2,4%	4							
	ADCP	1,56	94,3	92,2	0,81	0,9%	3,2%	0,5							
			92,6												
			92,0												
			93,0												
			92,5												
			93,6												
			92,3												
92,4															
28/08/1996	ADCP	1,55	91,5	91,7	0,42	0,5%	1,1%	0,5							
			91,7												
			92,6												
			90,6												
			MB							105,8	106,6	1,06	1,0%	1,4%	4
			ADCP						1,55	107,3	91,7	0,42	0,5%	1,1%	0,5
										91,5					
	92,1														
92,1															
92,2															
91,7															
91,2															
			91,2												
			91,4												

An experiment, geographically more extensive than ours was undertaken by the USGS team, in 1994 (Morlock, 1996). At 12 stations distributed throughout the continental United States, a total of 31 measurements were completed with different ADCP frequency equipment. Of the total, 26 measurements presented results with differences less than 5% related to the traditional methods. The ADCP measurement standard deviation remained between 1 to 6%; such differences were linked to the environmental conditions. Similar problems influenced our first ADCP test measurement in 1994 at Manacapuru, where the hardware was not well adapted to working in tropical environment conditions. This problem was rectified by the manufacturer producing very good ADCP performance, with a mean standard deviation of about 1.4%. However, the mean difference of 9% between the ADCP and the other methods is in our case more a reflection of the limitation of traditional methods in terms of both time and operational difficulties (boat trace and positioning).

CONCLUSION

The case study presented here provides an example of the HiBAm project procedures for water discharge measurements in large rivers of a tropical region, such as the Amazon basin. Testing the Doppler system (ADCP) by comparing it with traditional methods, produced good results. The water discharge measured by the Doppler device was about $93 \cdot 10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. The ADCP performance (~9% on average different from the other methods) showed good reproducibility, low measurement times, the need for a reduced number of people and improved safety. It provides an ideal means of overcoming the problem of scatter associated with the Manacapuru site rating curve. It is a effective system for hydrological use in large tropical rivers.

REFERENCES

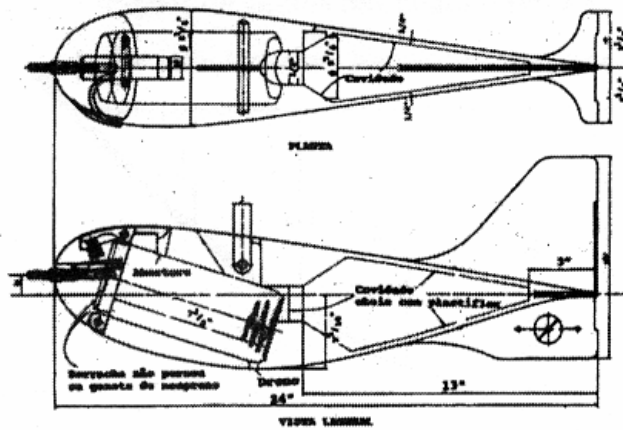
- Callède, J., Guyot, J.L., Kosuth, P., Guimarães, V. 1999 Estimation de la vitesse de déplacement du fond de l'Amazonie In : *Manaus'99 – Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins*, CD-ROM, HiBAm (Ed.) Brasilia
- Chevalier, P. 1993 Aquisição e Processamento de Dados. In: *Hidrologia: Ciência e Aplicação*, 500-524. Carlos E.M. Tucci (Ed.). Publ. ABRH, Ed. Universidade, EDUSP, Porto Alegre.
- Dingman, S.L. 1994 *Physical Hydrology*, 575pp, Prentice-Hall Inc, New Jersey.
- Guyot, J. L., Filizola, N., Guimarães, V. 1997. Amazon suspended sediment yield measurements using an Acoustic Doppler Current Profiler ADCP. First results. In *Hydrology in the Humid Tropic Environment*, IAHS, Kingston, Nov. 1996.
- Jaccon, G. & Cudo, K.J. 1989 *Hidrologia, Curva-Chave- Análise e traçado*. MME-DNAEE, 273 pp.
- Kosuth, P., Callède, J., Laraque, A., Filizola, N. Guyot, J.L., Seyler, P., Fritsch, J.M. 1999 Influence de la marée océanique sur le cours aval de l'Amazonie. In : *Manaus'99 – Hydrological and Geochemical Processes in Large Scale River Basins*, CD-ROM, HiBAm (Ed.) Brasilia
- Land, J. M. and Bray, R. N. 1998 Acoustic measurements of suspended solids for monitoring of dredging and dredged material disposal, 15pp, WODCON_98, Las Vegas.
- Meade, R. H. Rayol, J. M., Conceição, S. C da. & Natividade, J. R. G. 1991 Backwater effects in the Amazon river basin of Brazil, *Environ. Geol. Water Sci.*, 18(2):105-114.
- Meade, R. H., Nordin, C.F., Curtis, W.F. 1979 Sediment in Rio Amazonas and some of its principal tributaries during the high water seasons of 1976 and 1977, 472-485. In: *III Simpósio Brasileiro de Hidrologia*.
- Molinier, M., Guyot J.L., Oliveira E., Guimarães V., Chaves A. 1995. Hydrologie du bassin de l'Amazonie, 335-344. In *Grands Bassins Fluviaux*, INSU-CNRS, ORSTOM, Paris, Novembre 1993.
- Morlock, S. E. 1996 Evaluation of Acoustic Doppler Current Profiler Measurements of River Discharge. *USGS, WRI Report 95-4218*, Indiana, 37p.
- Oltman, R. E. 1968 Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon. *U.S. Geological Survey Circ.* 552, 16pp.
- Oltman, R.E., Sternberg, H.O'R., Davis jr, L.C.. 1964 Amazon River investigations reconnaissance measurements of july 1963. *U.S. Geological Survey Circ.* 486, 16pp
- RDInstruments 1989. Acoustic Doppler current profilers. Principles of operation: a practical primer. Publ. RDI, San Diego, 36p.
- Richey, J.E., Meade, R.H., Salati, E., Devol, A.H., Nordin Jr., C.F. and Dos Santos, U. 1986 Water discharge and suspended sediment concentrations in the Amazon River 1982-1984.
- Simpson, M.R., Oltmann, R. N. 1993 Discharge –Measurement System Using an Acoustic Doppler Current Profiler with Applications to Large Rivers and Estuaries. *USGS, Supply Paper 2395*, 33p.
- Smoot, G.F. and Novak, C.E. 1969 Measurement of discharge by the moving boat method, U.S. Geological Survey techniques of water resources investigations, book 3, chapter A11
- WMO, 1994 Guide to hydrological practices. WMO-N°168, 5th edition, 735p.
-

3.3. METHODES D'ECHANTILLONNAGE DES MATIERES EN SUSPENSION - MES

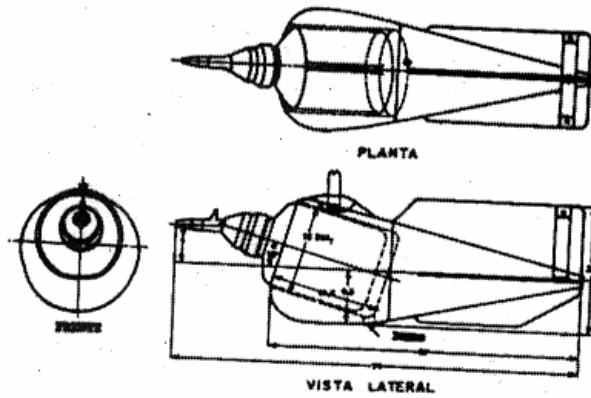
La définition du débit solide peut être vue de manière analogue à celle du débit liquide, si quelques spécificités, qui seront traitées ci-après, sont prises en compte. La charge solide d'une rivière est la conséquence du drainage à la surface du bassin, par les eaux transportant les sédiments érodés dans la région en amont de la section (Carvalho, 1994).

Sur le réseau de l'ANA en Amazonie brésilienne (Figure 3.03), l'échantillonnage pour déterminer la concentration de MES, ou [MES], est réalisé selon les recommandations de l'OMM (Long, 1989). Cela signifie que les prélèvements sont effectués en même temps que la détermination des vitesses sur les différentes verticales du jaugeage liquide (Q). Ceci est fait selon la méthode nommée ETR (Equal Transit Rate), Vitesse Egale de Transit ou EWI (Equal Width Increment), Incrément Egal de Largeur. Par ce moyen, il est possible d'obtenir le débit solide en suspension (QS) par l'usage de la relation $QS = Q * [MES]$. Les prélèvements sont généralement réalisés à l'aide d'échantillonneurs intégrateurs (Carvalho et al, 2000). Dans le cas de l'Amazonie brésilienne, les échantillonneurs utilisés sont ceux de la série américaine, type USGS (Figure 3.19), qui prélèvent un seul échantillon le long d'une verticale lors de la descente et de la remontée de l'équipement, qui se fait à vitesse constante (Guy & Norman, 1976). Ce processus est réalisé de telle sorte que l'échantillonneur ne touche pas le fond de la rivière, afin d'éviter la resuspension des sédiments de fond qui pourraient alors contaminer l'échantillon (Figure 3.20). A l'intérieur des échantillonneurs, de construction hydrodynamique, un récipient de volume variable (de 500 à 5000 ml) collecte le prélèvement. Pour être représentatif, ce récipient ne doit pas être totalement rempli à la fin de l'échantillonnage, sinon une partie de la verticale n'aurait pas été échantillonnée.

Pour l'admission de l'eau, les échantillonneurs ont des becs interchangeable (ajutages) de diamètres variables selon la vitesse de l'eau dans la verticale de mesure. Des mécanismes d'exhaustion sont prévus pour garantir l'équilibre entre la pression hydrostatique et la pression de l'air à l'intérieur du récipient. Pour les rivières de grande profondeur, un échantillonneur à décompression est utilisé. Dans ce cas un récipient en plastique souple mais résistant, préalablement comprimé, s'ouvre à mesure que l'eau rentre dans l'échantillonneur. Dans la pratique, le maniement de ces échantillonneurs est relativement complexe, nécessite beaucoup de temps, ainsi qu'un opérateur expérimenté, spécialement formé à cette technique.



Modelo: US-D-49



Modelo: US-D-77

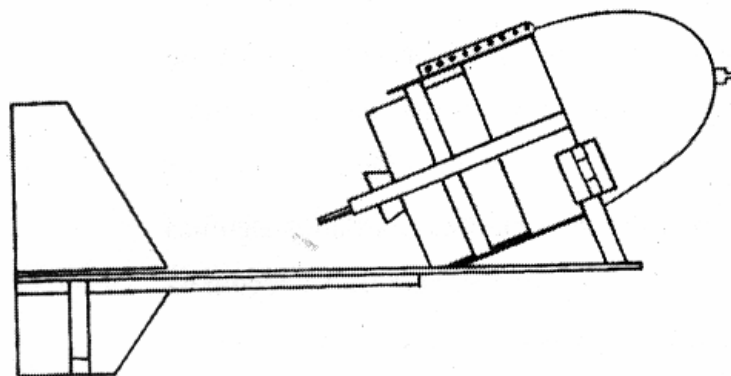


Figure 3.19 : Exemple d'échantillonneurs intégrateurs de la série américaine utilisés en Amazonie. Le modèle du bas est nommé « Echantillonneur à récipient de décompression », parce qu'il possède un sac en plastique fermé à l'intérieur, qui s'ouvre à mesure que l'eau rentre dans l'équipement.

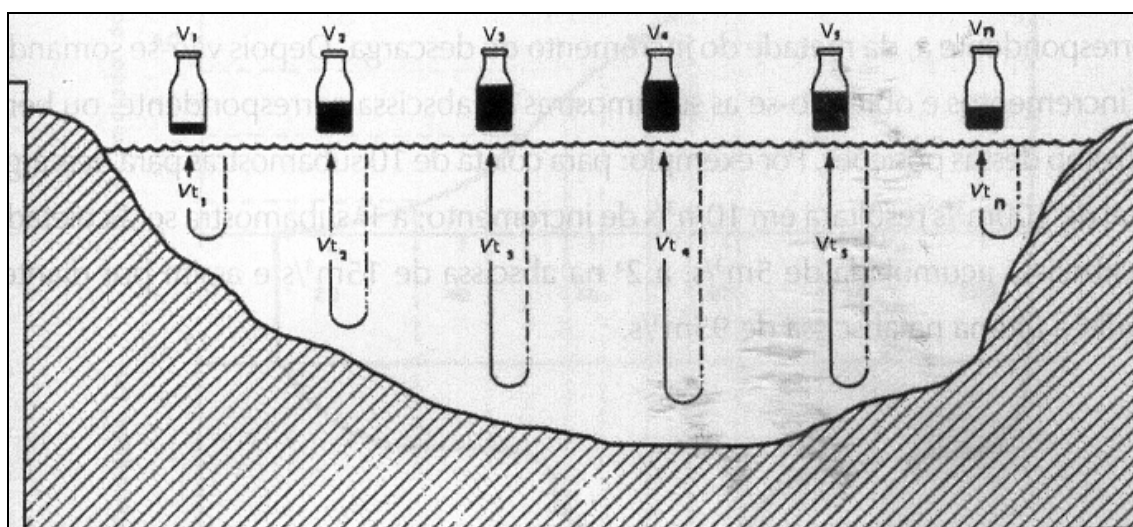


Figure 3.20 : Exemple de section d'échantillonnage fait par la méthode d'égal incrément de largeur. Noter que les récipients de l'échantillon ne se remplissent pas totalement.
(Carvalho et al., 2000).

Dans le programme PHICAB en Bolivie, la fréquence d'échantillonnage était décadaire (tous les 10 jours), de volume réduit (1 litre), avec un échantillonnage de surface. La mesure journalière de la turbidité complétait ce dispositif (Guyot & Calle, 1990). La représentativité de l'échantillon de surface a été explorée sur quelques campagnes, au cours desquelles un échantillon intégré sur la verticale a également été prélevé. Une corrélation entre les échantillons de surface et les échantillons totaux (intégration sur la verticale) dans la section a permis de construire une relation du type $[MES]_{total} = 1.1 * [MES]_{surface}$ (Guyot, 1993).

Dans le réseau de référence du programme HYBAM (Figure 3.05), les échantillons sont également collectés tous les 10 jours, en surface et toujours au même endroit, par un observateur qui note aussi la hauteur d'eau. Lors des campagnes réalisées à plusieurs époques du cycle hydrologique, un échantillonnage complet de la section est réalisé, afin d'estimer la représentativité de l'échantillon de surface de l'observateur, par rapport à l'échantillon moyen de la section.

Les échantillonnages réalisés au cours des campagnes HYBAM (Figure 3.07), suivent un protocole de prélèvement à différentes profondeurs, sur plusieurs verticales préalablement définies. Les verticales d'échantillonnage sont choisies par une analyse *in situ* de l'image fournie par l'ADCP (Figure 3.21) concernant l'intensité du signal reflété par les particules en

suspension dans la section, ou « backscatter » (données en décibels : dB). Cette image donne une idée assez correcte de la distribution des MES dans la section. Dans la pratique, de 3 à 4 verticales ont été définies par section, soit un positionnement à environ 25% , 50% et 75% de la largeur de la section dans le premier cas, et à environ 20%, 40%, 60% et 80% dans le second cas.

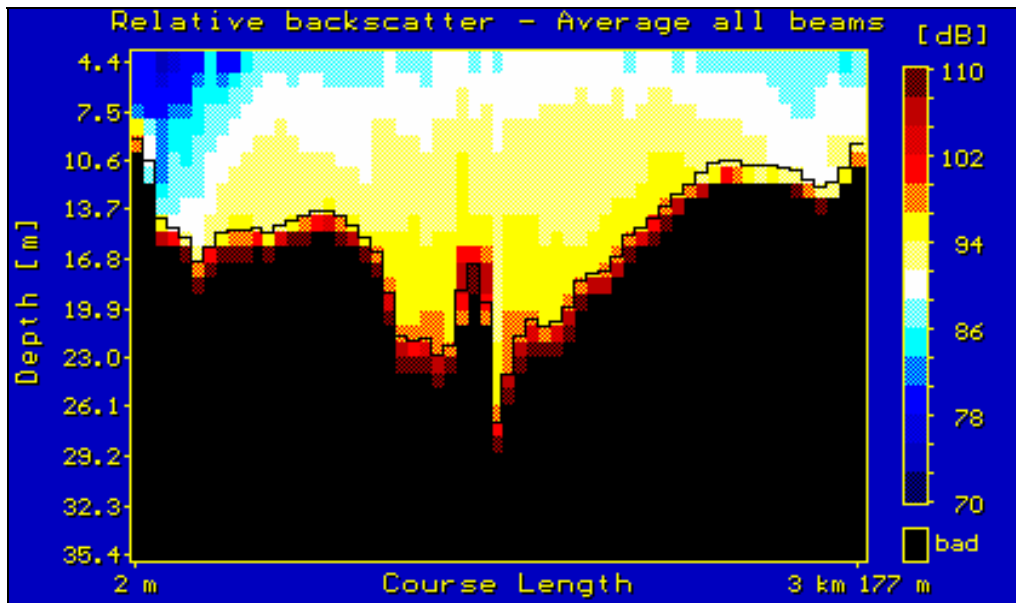


Figure 3.21 : Jaugeage ADCP : profil en travers, et distribution des intensités(backscatter) dans la section. Rio Solimões à Manacapuru, Brésil, 10/11/1995

Pour avoir plus de détails sur les méthodes d'échantillonnage, voir l'article suivant.

The use of Doppler technology for suspended sediment discharge determinations on the River Amazon at Óbidos

NAZIANO FILIZOLA

Bolsista CAPES, Brasília, DF, Brazil at IRD – UMR LMTG, Université Paul Sabatier, Toulouse, France. (naziano.filizola@ig.com.br)

JEAN LOUP GUYOT

IRD – UMR LMTG, Université Paul Sabatier, Toulouse, France. (guyot@cict.fr)

RESUME. Dans cet article, nous décrivons une expérience d'échantillonnage des débits et des matières en suspension effectuée sur l'Amazone à Óbidos, le 24 mars 1995, en période de montée des eaux. Nous avons utilisé différents outils de mesure et d'échantillonnage, notamment un ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) pour mesurer les débits. L'un des échantillonneurs utilisés a été mis au point dans le cadre du projet HiBAm et a été testé avec succès. La production de sédiments a été calculée selon différentes méthodes, dont une utilisant la relation entre le signal de l'ADCP et la quantité totale de sédiments (TSS). La moyenne des débits (Q) et la production de sédiments (Qs) obtenues sont respectivement de $172\,400\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ et de $3.15\,10^6\text{ t}\cdot\text{jour}^{-1}$. Une relation entre la valeur de Qs en profondeur et celle de Qs en surface est aussi proposée.

Mots clés : Bassin Amazonien, matières en suspension, hydrologie, Brésil.

ABSTRACT. In this paper, we report an experiment on water discharge gauging and suspended sediment sampling performed at the Amazon River at Óbidos, on March 24, 1995, during a rising-water period. The experiment involved different devices, also an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) for water discharge measurements. From the different samplers used, one specially built for the HiBAm project, was tested successfully. An attempted use of the relationship between the ADCP signal and the total suspended sediment (TSS) was performed for sediment yield calculations. Different calculation methods were used under the TSS data obtained by those samplers and the results are here discussed. The mean water discharge (Q) and TSS sediment yield (Qs) results were $172\,400\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ and $3.15\,10^6\text{ t}\cdot\text{day}^{-1}$, respectively. A relationship between the in depth Qs value with the surface Qs value is also proposed.

Keywords : Amazon basin, suspended sediment, hydrology, Brazil.

INTRODUCTION

The Amazon River basin has $6\,10^6\text{ km}^2$ in area. At Óbidos, a city ($\approx 40\,000$ inhabitants) over the Amazon, $\approx 800\text{ km}$ from the mouth, there is a hydrometric station which controls almost 80% ($4\,10^6\text{ km}^2$) of the total Amazon River basin area, and also 80% ($163\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$) of its total water discharge, registering the highest water discharge values in the world. Water levels at Óbidos have been measured since 1927. However, there were some interruptions with new gauge installation occasionally in different points (Callède et al., 1997). This specific feature gives to Óbidos 3 gauge sites and one discharge section with 2300 m in width (Fig. 1). Water discharge measurements and a hydrological time data series have been performed since the 1960s. Using this data together with data from other sites, the Amazon River mean annual discharge at the mouth was calculated by Molinier et al. (1995) as being $209\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Concerning the suspended sediments, Óbidos is an important site as well. After the Madeira River entrance at the Amazon, Óbidos is the first site with regular sampling. It means that, at Óbidos, all the greatest Amazon tributary contributions are represented, either in water discharge, or in TSS. Since the 1970s, TSS concentrations have been determined at Óbidos site by Brazilian governmental companies. However, the field procedures involve only near surface samples.

Because of that limitation, several research groups performed their own samplings with specific methods studying the special distribution of the suspended matter beneath the section and the suspended sediment yield of the Amazon River (Gibbs, 1967; Oltman, 1968; Meade et al. 1979; Meade, 1985; Richey et al., 1986; Guyot et al. 2000).

This paper reports an experiment performed at Óbidos on March 24, 1995, by the HiBAM team, using for the first time an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) operated together with different water samplers, especially one built for the HiBAM field cruisers. It was a test performed by using this Doppler technology on water discharge measurements, sediment sampling, and TSS discharge calculation using different methods beneath the biggest river of the world.

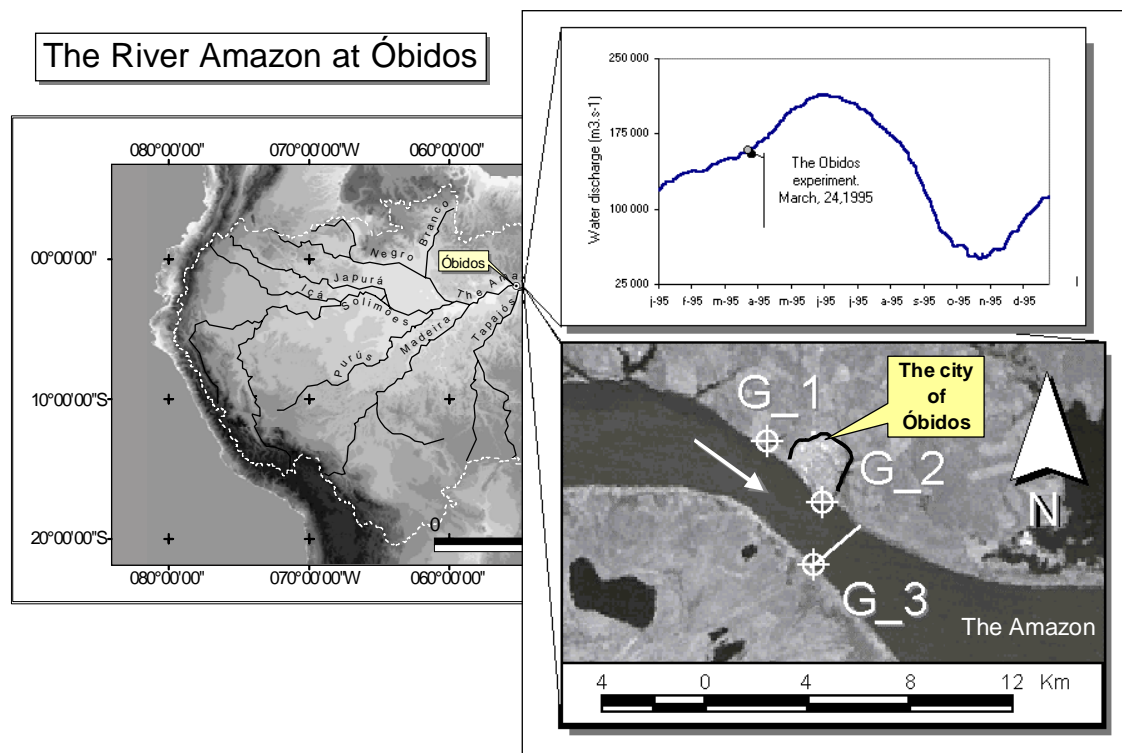


Fig. 1. The River Amazon at Óbidos with the three gauging stations, one at the city harbour, one upstream at the telemetric station and another at the discharges measure section.

PREVIOUS WORKS

Water discharges measurements.

The Amazon River discharge at Óbidos had been measured since the 1960s. The first group that carried it out, was the one conducted by Oltman (Oltman et al., 1964 and Oltman, 1968). Afterwards, motivated by those results, the Brazilian Government begins to perform regular water discharge measurements at Óbidos. Researchers from Alpha - Helix (Meade et al., 1979) and CAMREX (Richey et al., 1986) projects, achieved their own measurements. They also reported about procedures to overcome the difficulties under the Amazonian environmental conditions with traditional current meter methods. Most of the discharge measurement methods used in Amazonian rivers were working with a current meter for velocity measurements at distinct points in depth of different verticals beneath the river section. Through those methods, an echo sounder is used to determine the river section area and depth. Topographic measurements are used to mark boat trace and positioning. Variations on the way to use those devices originated methodological variations. The Oltman et al., (1964) method, the Smoot et al., (1967) method and a Brazilian variation from the Oltman one, known as the “big rivers method” are the most used at Óbidos (Jacon, 1987). Callède et al. (1997, 2002), achieved a revision of

the entire methods used to the existing water discharge measurements performed at Óbidos. Those data were recorded by Brazilian governmental agencies using a hydrometric data set and provided information to improve the study of the Amazon River's hydrological functioning at Óbidos (Fig. 1). In the 1990s, researchers from HiBAM also performed their own measurements and by 1994, they introduced the Doppler technology, with good results, as a way to improve the water discharge measurements (Guyot et al. 1998). The ADCP provided a new input to the Óbidos data series. With that system, the area, the velocity and the boat trace and positioning determinations are incorporated into the same equipment. The old time-consuming methods (more than 12 hours) can be replaced by a 1/2-hour procedure.

TSS discharge experiments at Óbidos.

Concerning TSS measurements and discharge calculations, Gibbs (1967) was the first one who published a study including suspended-sediment concentration samples of the River Amazon basin. However, most of the samples were collected near the surface. After Gibbs, Oltman (1968) published the results of some suspended-sediment sampling procedures, carried out during the reconnaissance investigations of the Amazon River's discharge and water quality. In his report, Oltman reveals that suspended-sediment samples were taken with a point sampler (US P-61), equipped with a 4.8 mm intake nozzle and an electrically controlled intake and closure valve, which were properly used at various depths in selected verticals. Schmidt (1972), reported that, during one year (1969 to 1970), a series of monthly samples was collected by him, always at the same point of the Amazon mainstream. However, Schmidt worked with samples collected from the river surface and without discharge data. Meade et al. (1979) collected samples for the Alpha Helix Project in several points during the 1976 and 1977 high-water seasons, from the Amazon River mainstream between Iquitos (Peru) and the Amazon River mouth (Brazil) and also from the lower reaches of most of its major tributaries. The suspended sediment was collected in depth by a point sampler or by a depth integrating sampler, and sometimes near the surface, with a bucket or with a bottle dipped into the river. The point-integrating sampler used was a US P-63 (Guy & Norman, 1976) adapted to the Amazonian rivers' environmental conditions. A depth-integrating sampler was used as well. It is a special unit developed by USGS and it consists of a streamlined nose cone fitted with standard sampling nozzles and fastened to a frame which holds a 7.5 liters plastic jug. The concentrations were determined by weighing the sediment caught on sieves and membrane filters. From 1982 to 1984, researchers at the Carbon in the Amazon River Experiment - CAMREX project collected a series of samples, as reported by Meade (1985). Such samples were depth-integrated composites and two basic strategies were used to obtain them. Monthly sampling was carried out at the same point as reported by Schmidt (op. cit.), but with a water discharge determination (Richey et al. 1986) and field cruises (4 times a year) including high and low water periods. For sampling, Meade (1985) used a collapsible-bag sampler adapted with a nozzle being tapered to insure isokinetic sampling. The sampling procedure was basically the equal-width-increment or the equal-transit-rate method described by Guy & Norman (1976). To process the samples, they used Millipore type (HA, 0.45µm) filters for frontal filtration.

METHODS

Discharge measurements.

For this experiment, a 300 KHz ADCP with Transect software, both from RD Instruments were used. The ADCP uses the Doppler effect by transmitting sound at a fixed frequency and listening the echoes returning from sound scatterers in the water (RD Instruments, 1996). These sound scatterers are small particles, as suspended matter, that reflects the sound back to ADCP. This backscatter is used by ADCP to calculate the water discharge. To do this, it divides the river section in numerous virtual cells with a pre-defined area, configured by the user according to environmental conditions, where the equipment measures current velocities. ADCP also gives the bottom section profile with depth indications, length, current direction and backscatter signal values. The software enables to follow the gauging procedures in real time, and to export raw data to be compared with other parameters obtained over the section. Additional information about ADCP techniques and data corrections can be obtained in Simpson and Oltman (1993) and at Callède et al. (2000) reports. For this experiment, at Óbidos, 4 water discharge measurements were completed, 2 were achieved from the right to the left bank and 2

from the left to the right bank. The boat trace was oriented by targets installed on river borders only as a reference, as the ADCP software calculates and indicates it in real-time as well. The final discharge value was calculated using the mean value and the moving bottom error correction method proposed by Callède et al. (2000).

Sampling procedures.

Three types of samplers were used: I) a 8-litre collapsible bag sampler, like the one used by Meade (1985); II) a Brazilian model of sampler, like the US P-63 in shape, but adapted to Amazonian environmental conditions and also intended for being operated as a depth integrator; and III) a 12-litre, horizontal oceanographic bottle adapted by the HiBAM team for the Amazonian river's operational and environmental conditions (Fig. 2). The sampling procedures were carried out under 5 verticals ($\approx 250\text{m}$, $\approx 650\text{m}$, $\approx 1050\text{m}$, ≈ 1820 and ≈ 2080 m from the right to the left bank) using the depth integration method (Guy & Norman, 1976) for the samplers I and II; and using the point sampling procedure at specific depth monitored in real-time by the ADCP for the sampler III. For the sampler I, a unique and homogeneous sample was made for the whole 5 samples collected. This is the common procedure used by the Brazilian hydrometric operational companies in similar sections. For the sample II, each vertical sample (Fig. 3a) was preserved for individual analysis. For the sampler III, each point sample (Fig. 3a) was also preserved. Near surface samples were also collected using a bucket.



Fig.2. The HiBAM punctual sampler built from an oceanographic bottle, with a 12 litres of nominal volume adapted to be used in big rivers.

Post-sampling filtration procedures.

For each sampler, and after each intervention, the samples were filtered into a laboratory installed on the boat. Frontal filtration units were used with $0.45\ \mu\text{m}$ pre-weighed Millipore HA filters. Afterwards, the filters are sealed into separated polystyrene Petri dishes to be taken to the University of Brasilia's laboratories, Brazil, to be dried and weighed. For details on the procedure adopted here, see GEMS/Water (1994).

TSS yield calculation.

Using the water discharge and the TSS concentrations, suspended solids discharge calculations were completed as follows :

Concerning the mean TSS discharge calculations, involving all the samplers, we used the equation

$$QS = Q \cdot [TSS] \cdot c \quad \text{Eq. 1}$$

Where QS is the total suspended sediment discharge calculated for each set of samples from each device, Q is the mean of the 4 ADCP discharge measurements and [TSS] is the mean of all the

suspended sediment concentration obtained over the section by each sampler and c is the conversion factor for $t.day^{-1}$.

The TSS discharge was also obtained pondering by the water velocity at each “i” TSS collected point, using the ADCP velocity data as described below as used by Olivry et al., (1988) :

$$QS = \int_0^L \int_0^P TSS_i V_i dl dp, \quad \text{Eq. 2}$$

Where TSS_i is the suspended matter concentration at the “i” point, V_i is the water velocity by ADCP also at the “i” point, l is the x-coordinate axe at the section, p is the depth or the y-coordinate axe, L is the total section width and P is the total depth at a given vertical.

The backscatter data, registered by the ADCP, was obtained at the same time as the TSS concentration sample. It was achieved to make the $TSS = f(dB)$ analysis possible; where TSS is the total suspended sediment concentration in $mg.l^{-1}$ and (dB) is the ADCP backscatter signal as used by Guyot et al., (1998). To calculate QS, using this relationship, the following equation was used :

$$QS = \left(\sum_1^n q_i \cdot TSS_i \right) \cdot c \quad \text{Eq. 3}$$

Where n , is the number of ADCP cells used for the measurement (Fig. 3b); “ q_i ” is the discharge for the “i” ADCP measured cell, TSS_i is the suspended sediment concentration at the “i” ADCP measured cell, obtained using the equation (Fig. 4) from $TSS_i = f(dB)_i$ and c is the conversion factor for $tons.day^{-1}$. The methods using Eq. 2 and Eq. 3 can only be applied for the point sampler III.

Table 1. The final results of the ADCP discharge measures during the Obidos experiment, on March 24, 1995.

Table 1

	Width (m)	Area (m ²)	Water discharge (Q in m ³ .s ⁻¹)	Water discharge corrected*
	2.403	115.318	157.878	170.428
	2.345	114.422	159.236	172.228
	2.376	114.852	155.690	173.128
	2.383	115.182	156.769	173.817
<u>Mean values</u>	<u>2.377</u>	<u>114.944</u>	<u>157.393</u>	<u>172.400</u>
<u>Std. Dev.</u>	<u>21</u>	<u>345</u>	<u>1315</u>	<u>1270</u>

* Corrected using Callède et al.(2000) method

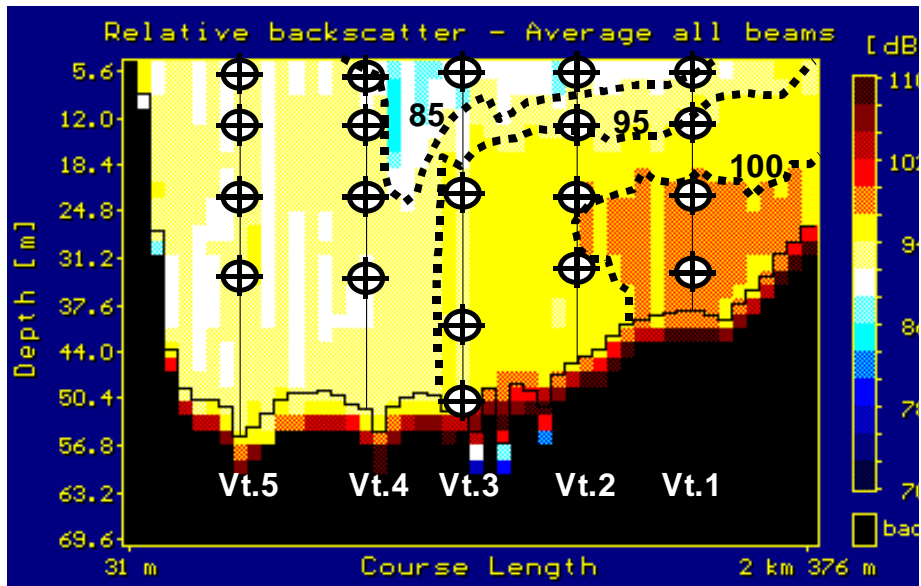


Fig. 3a. The Óbidos sampling section showing by the ADCP intensity backscatter signal profiles and the sampled points in 5 verticals. The point lines are to reinforce the real colours areas determined by the equipment not well visible on a black and white image.

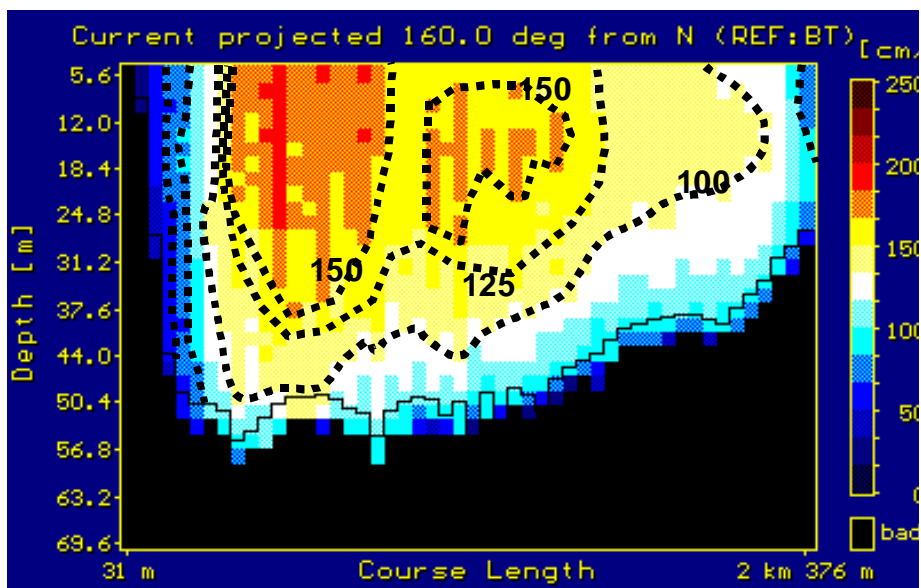


Fig. 3b. The Óbidos sampling section showing by the ADCP velocity profile with the point line reinforcement as it was used at Fig. 3a.

RESULTS AND DISCUSSION

Table 1 presents the ADCP water discharge results. The Q mean value was $157\,400\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ with 99% of reproducibility among the four measurements completed. Using the moving bottom error correction method for discharge determination by ADCP proposed by Callède et al. (2000) we reached to a Q mean value of about $172\,400\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. It means an Q error of $\approx 10\%$, caused by the bottom movement. The section width was about 2380 m, determined by the ADCP with a variation of 0.1% among all measurements completed. The Óbidos section area was also obtained, and it was about $114\,950\text{ m}^2$. The maximum depth registered was about 56 m and velocities between 1 to $2.5\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Fig. 3b).

The ADCP backscatter image (Fig. 3a) shows the suspended matter distribution over the section, with plume at the right side of the channel well marked by the 95 to 100 dB signal line. However, the highest velocity regions (Fig. 3b) and the highest suspended sediment concentration (Fig. 3a) areas are in opposed areas. This behaviour is a consequence of the Óbidos section position, which stays, not so far, after a river right-side curve (Fig. 1). The backscatter intensities in figure 3a were showed by pointed lines, from 85 until ≈ 100 dB and the vertical TSS concentration increase, from the water surface to the bottom, was very well marked at the verticals 1, 2, and 3 (Table 2). As to the others verticals (4 and 5), it was not well observed, because near bottom samples were not achieved on those verticals.

Table 2. The final TSS results and QS calculations by different methods using the samples collected during the Obidos experiment, on March 24, 1995.

Table 2

Sampler	Vertical	Point Depth (m)	TSS (mg.l-1)	QS.10 ⁶ (ton.day-1)	Method
I	01- 05	*	239		
I	-	-	-	3,24	Eq.1
II	1	**	166		
II	2	**	154		
II	3	**	203		
II	4	**	252		
II	5	**	286		
II	-	-	-	2,89	Eq.1
III	1	1	165		
III	1	11	181		
III	1	21	287		
III	1	31	350		
III	2	1	182		
III	2	11	180		
III	2	21	248		
III	2	31	264		
III	3	1	178		
III	3	21	264		
III	3	41	296		
III	3	51	326		
III	4	1	190		
III	4	11	204		
III	4	21	199		
III	4	31	202		
III	5	1	193		
III	5	11	222		
III	5	21	177		
III	5	31	239		
III	-	-	-	3,09	Eq.1
III	-	-	-	3,21	Eq.2
III	-	-	-	3,28	Eq.3
Bucket		0		2,42	Eq.1

* Depth integration and homogenisation of all samples

** Depth integration at each vertical

Grain size analysis were not performed at the experiment we reported here. But, other HIBAM experiment were done at the same site after this one. The results from those experiments (Filizola, inedited), showed grain size differentiation under the section. That size distribution has showed seasonal variations for the two suspended solids environments here described. Those seasonal variations were observed either vertically and horizontally.

Farther than TSS concentrations, QS calculations results are shown in Table 2 summarized by sampler and calculation method. The general distribution of the TSS concentrations values confirms the existence of the plume (op. cit) and with the point sampler, III, it was possible to identify the effect of this plume into the samples. The horizontal TSS distribution over the section, which means variations between two or more points in different verticals, but at same depth, showed a coefficient of variation (CV) that goes from 5 to 18%, with a mean value of 13% and the CV becomes greater as soon as we reach 20 meters in depth. However, for the vertical distribution, which means the variation among different points at the same vertical, the CV goes from 3 to 31%, with a mean value of 17%. When comparing the ADCP backscatter image with the TSS concentration values, we observed that the highest vertical in terms of CV was the first one, placed over the plume highest concentration portion, with 31%, but it falls down to 17% at the vertical 2. The lowest vertical, was the 4th one with a CV of 3%, where water velocities becomes bigger. With those values, the plume highest concentration portion can be placed between the right bank and the vertical 2 (≈ 650 m) and below 20 meters in depth, which means a good agreement between the ADCP images and our TSS data.

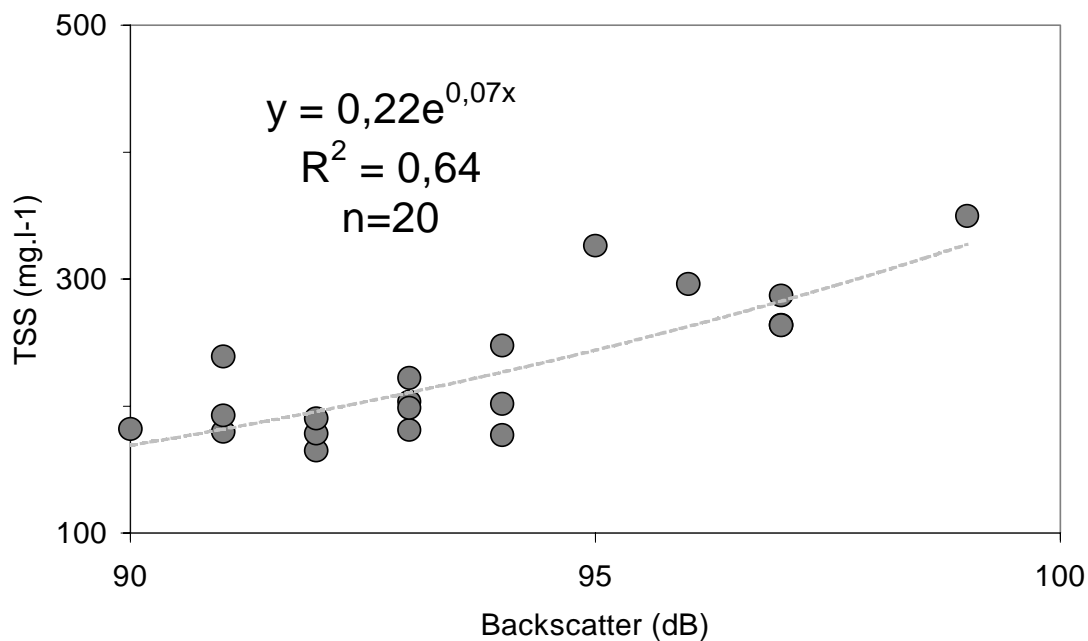


Fig. 4. The TSS = f(Int), where Int is the abbreviation of the ADCP backscatter signal in dB (decibels).

From the calculations done over the TSS results, when comparing all sampler results, using the Eq. 1, we reach the QS values. We considered those values as almost the same, with a CV of 6%. However, when comparing the three different calculation methods, applied to the same samples, obtained with the sampler III, we reach a CV of 3%. The mean value obtained using the last procedure (different calculation methods) is 4% greater than the mean value obtained from the different-device results. It means that very low, almost no significant differences were found to the final QS value, either by different samplers or by different calculation methods. Data obtained with sampler III, using different equations, gives lowest variation on QS values. The QS result using the backscatter intensities to generate TSS values was very impressive when compared with the other ones. However, the

correlation from $TSS = f(\text{dB})$ used into the Eq. 3 was not good enough (Fig. 4). It means that for this kind of relationship, more sampling points and calibration procedures are necessary to reach a good correlation (Lohrmann, tech. notes) to best justify the use of this method. By calculating the mean value (results from Eq. 1, 2 and 3 procedure) among the sampler III results, we reach a QS value of about $3.19 \cdot 10^6 \text{ t.day}^{-1}$. Doing the same procedure for the 3 types of sampler results we found $3.07 \cdot 10^6 \text{ t.day}^{-1}$. The general mean was $\approx 3.15 \cdot 10^6 \text{ t.day}^{-1}$. So, based on our results, we also consider that the Brazilian operational companies sampling protocol (Sampler I with Eq. 1) is validated.

In addition, ratios between each sampler result with the surface values (QSs) were also used to compare the QS results. For the samplers I, II, and III, $QSs/QS = 0.74, 0.84,$ and 0.78 respectively, with a mean value of ≈ 0.80 . However, for the calculation procedure using the ADCP backscatter data versus the TSS concentration relationship (Eq. 3), we reach, $QSs/QS = 0.74$ and 0.75 for procedure using Eq. 2. The mean for the whole samplers used was 0.79 and the mean for the whole calculation methods was 0.76 . As a general value, we adopted the total mean that was about 0.77 . That result means that, for the day of the experiment, at the rising water period, the TSS yield calculated with data from the whole section in-depth samples, is 28% greater than the one calculated with data from the surface samples.

CONCLUSIONS

For the first time a procedure of water discharge measurement and suspended sediment sampling was achieved at Óbidos stations in the River Amazon basin with an ADCP and other different devices. An attempted use of the relationship between the ADCP backscatter signal and the total suspended sediment was completed for TSS discharge calculations. ADCP velocity data was used to calculate TSS discharge under a pondered way. From the different samplers, the Brazilian traditionally-used ones and a 12-litre one in volume specially built for the HiBAm project, was successfully tested. The Brazilian protocol was validated as well. The results differences, among all samplers, were very low, $\approx 4\%$, so they can be considered as being the same. Different calculation methods were used under the TSS data obtained by those samplers. One method using the ADCP backscatter signal versus the TSS data achieved the highest result (3% greater than the mean value). However, more sampling points and calibration procedures can help to best justify that method. The water discharge and the TSS yield results for the Óbidos hydrometric station on March 24, 1995, were respectively $172\,400 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ and $3.15 \cdot 10^6 \text{ t.day}^{-1}$. The difference in TSS yield calculated for the whole section and the one calculated on the surface was about 28%.

ACKNOWLEDGES: To all that helped us at that experiment. We specially thanks to ANEEL and CPRM people. We are also in debt with to the Evandro III crew.

REFERENCES

- Callède, J.; Guyot, J.L.; Molinier, M.; Guimarães, V.; Oliveira, E., & Filizola, N. (1997) La variabilité des débits de l'Amazone à Obidos (Amazonas, Brésil). In: Sustainability of Water Resources under Increasing Uncertainty (Proceedings of Rabat Symposium S1, April 1997). IAHS Publ. no.240.
- Callède, J.; Kosuth, P.; Guyot, J-L.; Guimarães, V. (2000) Discharge determination by Acoustic Doppler Current Profilers (ADCP): a moving bottom error correction method and its application on the River Amazon at OBIDOS Hydrological Sciences-Journal- des Sciences Hydrologique, 45(6), 911-924.
- Callède, J; Guyot, J.L.; Ronchail, J.; Molinier, M.; Oliveira, E. (2002) L'Amazone à Óbidos (Brésil): étude statistique des débits et bilan hydrologique. Hydrological Sciences Journal - des Sciences Hydrologique, 47(2) avril 2002.
- Filizola, N. (inédit) Les sédiments en suspension dans les fleuves du bassin de l'Amazone. Thèse de doctorat. UPS, Toulouse III.
- GEMS/WATER (1994) Guia operativo GEMS/AGUA. Ed. by NWRI-Canada, Burlington.
- Gibbs, R.J. (1967) The Geochemistry of the Amazon River System. Part 1. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. Geological Society of America Bulletin 78:1203-1232.

- Guy, H.P. & Norman, V.W. (1976) Field methods for measurement of fluvial sediment. In: Techniques of Water-Resources Investigations of the U.S. Geological Survey, 3rd. Ed., Chp. C2, Book 3, Denver.
- Guyot, J.L., Filizola, N. & Guimarães, V. (1998) Amazon suspended sediment yield measurements using an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP): first results In: The proceedings of Hydrology in the Humid Tropic Environment, IAHS Pub. No. 253
- Guyot, J.L., Filizola, N., Laraque, A., Seyler, P. (2000) A variabilidade sazonal dos fluxos de sedimentos na estação hidrológica de Óbidos (Pará – Brasil) or The variability of the sediment fluxes at the Obidos hydrological station (Para – Brazil) In : LBA 1st Scientific Conference, 26-30 Juin 2000, Belém, Brazil.
- Lohrmann, A. (1999) Monitoring sediment concentration with acoustic backscattering instruments. Nortek Technical Note No.003, April 27. Nortek AS.
- Jaccon, G. (1987) Jaugeage de l'Amazone à Obidos par les méthodes du bateau mobile et des grands fleuves. Hydrologie Continentale 2 (2):117-126, 1987.
- Meade, R. H., Nordin, C.F., Curtis, W.F. (1979) Sediment in Rio Amazonas and some of its principal tributaries during the high water seasons of 1976 and 1977, 472-485. In: III Simpósio Brasileiro de Hidrologia.
- Meade, R.H. (1985) Suspended Sediment in the Amazon River and its Tributaries in Brazil, during 1982-1984. U.S. Geological Survey Open File Report 85-492, Denver.
- Molinier, M., Guyot, J. L. de Oliveira, E., Guimarães, V. & Chaves, A. (1995) Hydrologie du bassin de l'Amazone. In: Grands Bassins Fluviaux Péri-atlantiques, 335-344, PEGI, Paris.
- Olivry, J.C., Bricquet, P., Thiebaut, J.P. & Sigha, N. (1988) Transport de matière sur les grands fleuves des régions intertropicales: les premiers résultats des mesures de flux particulières sur le bassin du fleuve Congo. In : Proceedings of Sediment Budgets, IAHS Pub.No. 174.
- Oltman, R. E. (1968) Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon. U.S. Geological Survey Circ. 552, Washington.
- Oltman, R.E., Sternberg, H.O'R., Ames, F.C., Davis jr, L.C. (1964) Amazon River investigations reconnaissance measurements of July 1963. USGS Circular no. 486.
- RD Instruments (1996) Acoustic Doppler Current Profilers. Principles of Operation: A Practical Primer. 2nd. Ed. RDI, San Diego.
- Richey, J.E., Meade, R.H., Salati, E., Devol, A.H.; Nordin, C.F.; dos Santos, U. (1986) Water discharge and suspended sediment concentrations in the Amazon River. Water Resources Research 22(5):756-764
- Simpson M.R., Oltmann, R. N. (1993) Discharge – Measurement System Using an Acoustic Doppler Current Profiler with Applications to Large Rivers and Estuaries. USGS, Supply Paper 2395.
- Schmidt G.W. (1972) ** Amounts of suspended solids and dissolved substances in the middle reaches of the Amazon over the course of one year (August, 1969 – July, 1970). Amazoniana 3(2):208-223.
- Smoot, G.F., Cahal, D.I. & Medina, K.D. (1967) A technique for rapid measurements of flows in large streams. In: USGS Circular, Washington.
-

Deux échantillonneurs ponctuels de grande capacité (6 et 12 litres) ont été conçus par le programme HYBAM (Callède, 1994). Il s'agit de bouteilles océanographiques installées sur un support horizontal profilé spécialement conçu pour résister aux fortes vitesses (> 3 m/s) observées sur l'Amazone en crue (Figure 3.22). L'échantillonneur est positionné à la profondeur désirée grâce à un treuil électrique embarqué, équipé d'un compteur centimétrique. Le déclenchement de la fermeture de l'échantillonneur se fait par l'intermédiaire d'un « messageur » coulissant sur le câble de sustentation de l'échantillonneur. Malgré son propre poids (60 Kg), un saumon de 120 Kg est installé sous l'échantillonneur pour les mesures en période de crue.

Lors de l'échantillonnage, le positionnement de l'embarcation est contrôlé par GPS (Système de Géopositionnement par Satellite). Le nombre et la profondeur des points d'échantillonnage sont déterminés en fonction de l'image « backscatter », avec un point près de la surface (à 1 m de profondeur), et un autre le plus près possible du fond de la section (généralement à 2 m du fond). Cette profondeur d'échantillonnage est contrôlée par le compteur centimétrique du câble de l'échantillonneur, alors que la profondeur totale est elle, contrôlée par le signal de bathymétrie de l'ADCP, ainsi que par un échosondeur digital conventionnel installé sur l'embarcation.



Figure 3.22 : Echantillonneur ponctuel « Callède 2 »

Les valeurs de l'intensité « backscatter » (dB) des cellules ADCP situées à proximité du point échantillonné sont extraites automatiquement des fichiers du programme TRANSECT. Cette information est ensuite confrontée aux résultats des mesures de MES, afin de déterminer la loi de type $MES = f(\text{dB})$.

Pour avoir plus de détails sur l'utilisation de l'ADCP pour la mesure des MES, voir l'article suivant.

Amazon suspended sediment yield measurements using an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP): first results

JEAN LOUP GUYOT

ORSTOM, CP 7091 Lago Sul, CEP 71619-970 Brasília DF, Brazil

NAZIANO FILIZOLA, VALDEMAR GUIMARÃES

DNAEE, SGAN 603, Ed. DNC, Bl. J, CEP 70830-030 Brasília DF, Brazil

Abstract The Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) is an instrument that has been used for years with success on the sea, but little experience exists for big rivers. For the first time in Brazil, this kind of instrument was used for continuous purposes, in the discharge measurement of Amazonian rivers. To date, there has been little information on the relation between the Total Suspended Sediment (TSS) concentration obtained by standard methods and the ADCP received signal intensity (echo), as a means of estimating the sediment flow. In this paper we try to obtain some results with this relation. We found that it is possible to identify the contributions of the tributaries to the main stream in terms of TSS and to know how the TSS cycle works during a year in a section and maybe regionally.

Medición de los flujos de sedimentos con perfilador de velocidad a efecto doppler (ADCP): primeros resultados en la cuenca Amazónica

Resumen El ADCP es un medidor acústico de corriente a Efecto Doppler; es una herramienta utilizada desde varios años en oceanografía para realizar perfiles de velocidad horizontal y vertical. Su utilización en los grandes ríos es todavía reciente. En Brasil, este equipo está utilizado de forma continua en el marco del proyecto HiBAm en la cuenca amazónica. Hasta ahora, pocas informaciones existían entre las concentraciones en sólidos suspendidos (SS) medidas según el método clásico y la intensidad del señal del ADCP. Esta relación es estudiada en este trabajo para (o en el objeto de) estimar los flujos de sedimentos de los grandes ríos a partir del ADCP. Los resultados muestran una variabilidad de esta relación $SS = f(\text{Intensidad})$ al nivel del un ciclo hidrológico, y también de un río a un otro.

INTRODUCTION

The National Department of Water and Electrical Energy of Brazil (DNAEE) has developed, within its attributions, a program of hydroclimatological study in the Amazon basin. This study is articulated as a research program with the Brazilian National Council of Scientific and Technological Development (CNPq) and ORSTOM, the French Institute for Research and Development in Cooperation. In this research program—Hydrology of the Amazon basin (HiBAm)—campaigns of discharge measurements have been made. In order to do these measurements, an instrument that makes use of the Doppler effect to calculate water discharge has been used. The device, named ADCP, has shown excellent results. Discharge

measurements have been made in the gauging stations of DNAEE in the Amazon Basin, to gauge, among other things, the existing rating curves, for which the ADCP has shown itself to be very efficient (Guyot *et al.*, 1995).

This instrument transmits sound waves through water. The particles carried by the water at different depths reflect the sound back to the device, which detects the echo through its sensors. The return of the sound reflected by the particles at different depths allows the sensors to also recognize different depths. That enables the instrument to build a vertical profile of the water column (RDI, 1989). The movement of particles in the water causes variations in the echo frequency. The ADCP measures these variations—the Doppler effect—as a function of the depth in order to obtain the speed of the water current in up to 128 different positions in the water column. Knowing the speed of the water, the area of the measuring section and the depth of the section, a computer program specially developed by RD Instruments for the ADCP calculates the total water discharge in the measuring section. The ADCP has other very useful characteristics because it gives a profile of the intensity of the echo of the suspended material in the water. This makes it possible to know

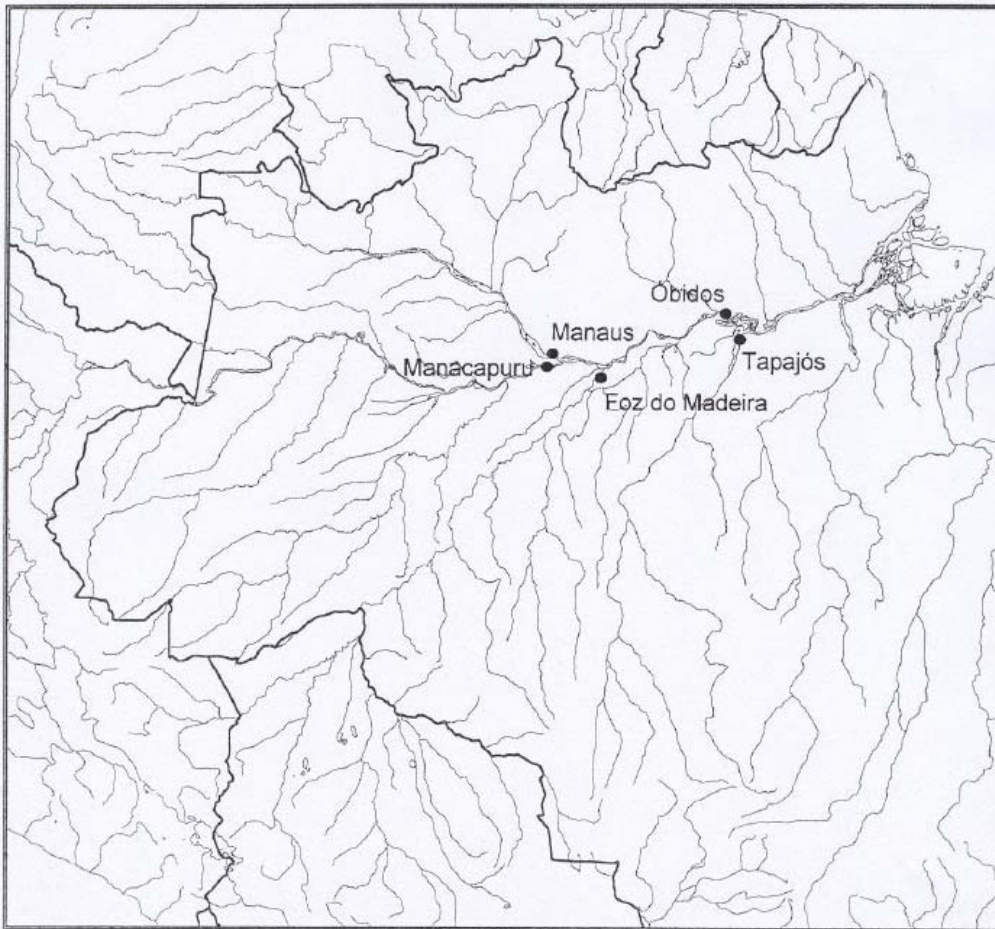


Fig. 1 Map indicating the location of the sampling stations.

the distribution of the suspended sediments in the section, which is the object of this study. Investigation was made of the relation between the data of the suspended sediment, TSS (mg l^{-1}), sampled with a conventional sampler at different depths in the studied sections, and the data of intensity of echo (dB), reflected by the suspended material, registered by the ADCP at different places:

$$TSS = f(I)$$

where I = ADCP intensity. This relation will allow a more precise calculation of the flow of sediments in the measuring section. The first results indicate a strong correlation between the data, in the sense that each river has its own relation, establishing graphically very distinct groups of points. There are also relations in the section that vary with time.

THE $TSS = f(I)$ RELATION

In this study, strategically positioned stations in the basin were chosen (Fig. 1). With this, it was possible to study the relation $TSS = f(I)$ and its variation in time at each station, as well as a regional variation, verifying different patterns for different rivers. Three campaigns of discharge measurements were made during 1995. However, only the stretch between Manacapuru in the Solimões River and Santarém where the Amazon and Tapajós rivers meet, was repeated more than once. The most important tributaries of the Amazon River are in this stretch (Solimões, Negro,

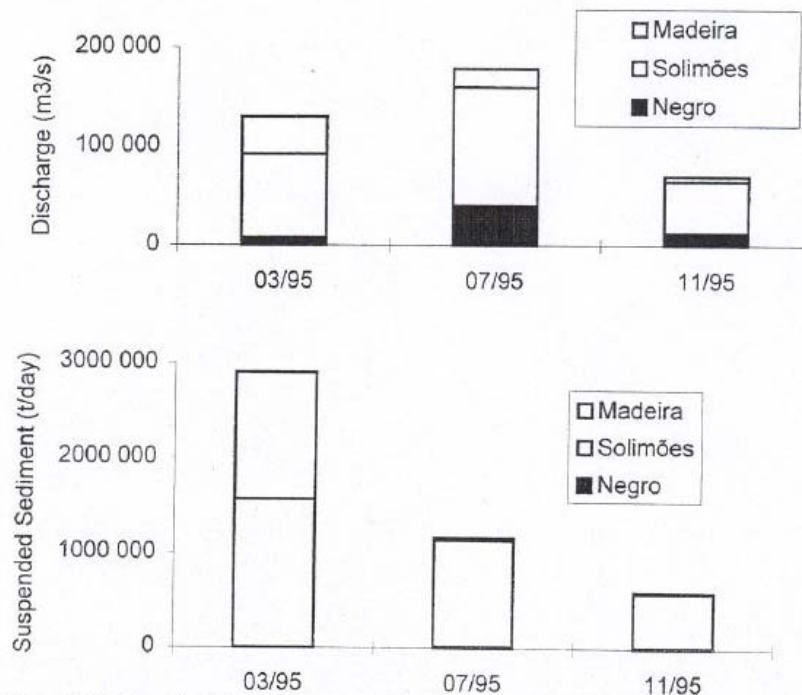


Fig. 2 Origin of water and suspended sediment yield of the Amazon River in Óbidos.

Madeira and Tapajós), which is why the stations of this stretch were taken as objects of this study. In the chosen rivers, besides the importance in terms of amount of water, the importance in terms of amount of suspended sediments was considered. The clear and black water rivers (Negro and Tapajós) transport a lot less suspended sediments than the white water rivers (Solimões/Amazon and Madeira), responsible for almost all the load of suspended sediments in the Amazon River in Óbidos (96.9% in March 1995, 97.7% in July 1995 and 95.6% in November 1995—see Fig. 2). Furthermore, the white water rivers are characteristically of Andean origin

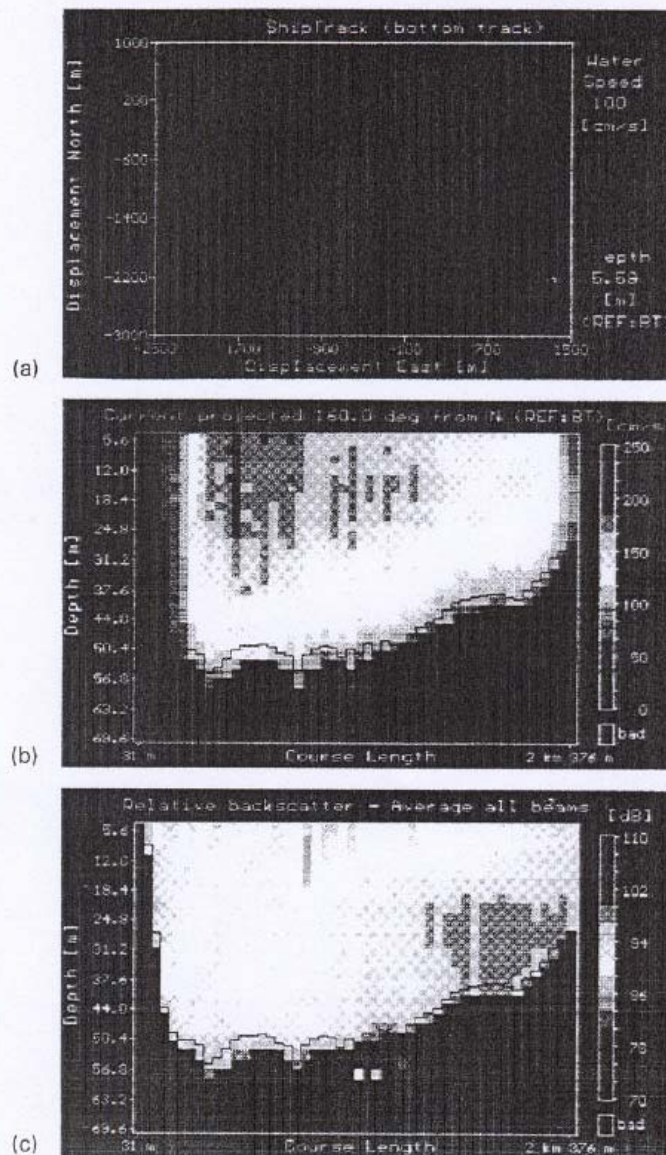


Fig. 3 ADCP graphics, Amazon River at Óbidos (24 March 1995; $157\,380\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$): (a) track of the boat and speed intensity lines (cm s^{-1}); (b) vertical profile of the speed distribution in the section (cm s^{-1}); and (c) vertical profile of the backscatter intensity distribution in the section (dB).

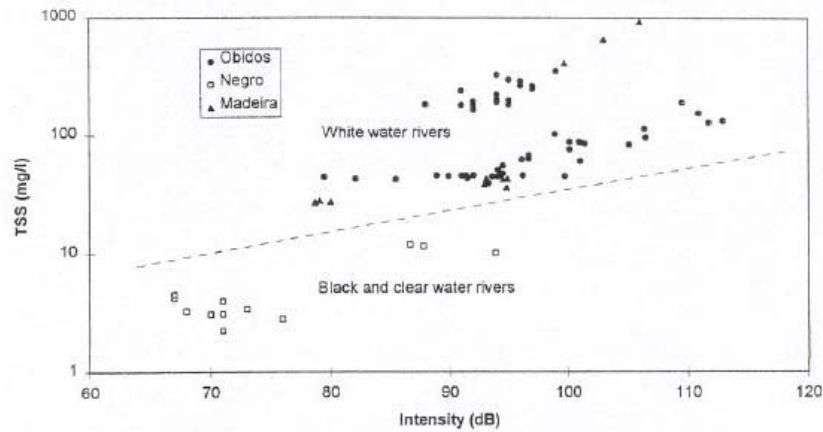


Fig. 4 Distinction between white water rivers and black/clear water rivers.

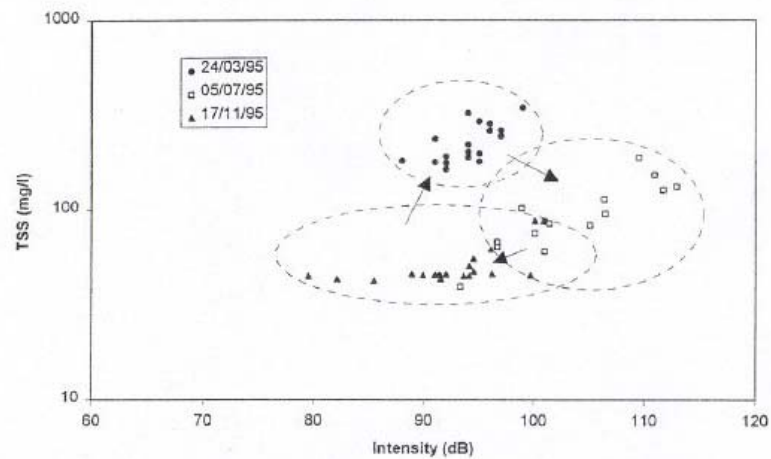


Fig. 5 "Loop" observed from data of different measuring campaigns at Óbidos (Amazon River).

and the black and clear water rivers have their origin in the Guianese and Brazilian shields (Sioli, 1975; Meade *et al.*, 1985; Meade, 1994).

In spite of three measuring and sampling campaigns having gone through all the chosen places, only a few stations showed enough data to enable a deeper study. As far as the ADCP graphic goes, it was possible to verify a standard behaviour in what is related to the sediment flow in the chosen sections (Fig. 3). However, when the relation $TSS = f(I)$ was considered, graphically distinct groups of points were registered (Fig. 4). These groups are different not only in one station, when its variation is analysed in the hydrologic cycle, but also when stations are compared with reference to different types of waters (black, clear or white).

When the space variation of the TSS relation is considered, a notable distinction between the white water rivers (Andean rivers) and the clear and black water ones (from the shields) is verified. Figure 4 elucidates this observation. In the same Figure, it is also possible to observe a variation with time. When the Andean rivers

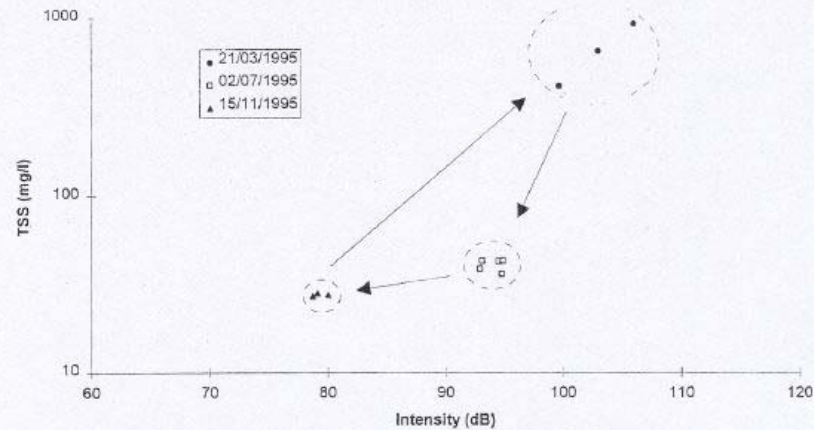


Fig. 6 Indication of a "loop", observed from data of different measuring campaigns, in the Madeira River at river mouth.

are considered, two families of points show themselves to be very distinct, one corresponding to the measuring campaign of March 1995, with more TSS and the other within the period of time when the two other campaigns took place: July 1995 and November 1995. It all indicates that the same happens to the other rivers (black and clear water).

When the data of only one station (Óbidos) were analysed, it was possible to verify the existence of a loop. That allows the affirmation that there are variations of the $TSS = f(I)$ relation not only from one river to another, but also in only one station when taken over a period of time. This variation seems to be wider in the tributaries of the main course, such as the Madeira River, for example (Figs 5 and 6).

CONCLUSION

It is still too early to affirm the existence of only one $TSS = f(I)$ relation. On the contrary, it all points to the existence of various relations at different levels, that is, not only for the comparison between rivers of different origins, but also for the global time variation and concerning only one station. It is necessary to move towards a more profound study of these relations. Collecting more information in the next campaigns of the HiBAm program will enable a better detailing of the initial observations.

Acknowledgements We would like to thank the DNAEE staff, the CPRM personnel, and the ship crews with whom we worked in the field as well as all of those, who in one way or another contributed to this work and without whom this study would not have been possible.

REFERENCES

- Guyot, J. L., Conceição, S., Guimarães, V., Dos Santos, J. B. & Longuinhos, R. (1995) Medição de vazão com ADCP: primeiros resultados na bacia Amazônica (Discharge measurements with ADCP: First results in the Amazon

- basin). *A Agua em Revista* 3(4), 26–30. Publ. HiBAM, Brasília.
- Meade, R. H. (1994) Suspended sediments of the modern Amazon and Orinoco rivers. *Quatern. Int.* **21**, 29–39.
- Meade, R. H., Dunne, T., Richey, J. E., Santos, U. M. & Salati, E. (1985) Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science* **228**, 488–490.
- RDI (1989) *Acoustic Doppler Current Profilers. Principles of Operation: a practical primer*. RD Instruments, San Diego.
- Sioli, H. (1975) Amazon tributaries and drainage basins. In: *Coupling of Land and Water Systems* (ed. by A. D. Hasler), 199–213. Springer-Verlag, New York.

3.4. METHODES DE DETERMINATION DES CONCENTRATIONS EN MES

Les protocoles pour l'analyse des échantillons récoltés sur le réseau ANA, sur le réseau PHICAB et par le programme HYBAM peuvent être considérés comme étant pratiquement similaires, puisqu'ils obéissent aux recommandations de base du Programme GEMS/ÁGUA (1984). Quelques petites adaptations ont été faites en fonction des conditions spécifiques de la région amazonienne, mais aussi en fonction des objectifs de chaque réseau ou programme. En règle générale le protocole suit la routine suivante après l'échantillonnage :

- Agitation de l'échantillon pour une bonne homogénéisation des MES dans le flacon
- Filtration de l'échantillon sur des filtres pré-pesés en fibre de verre ou acétate de cellulose avec une porosité de 0,45 μm ,
- Détermination des MES par pesée différentielle des filtres après séchage en étuve (1 à 2 heures à 105°C).

Au cours des campagnes HYBAM, de très nombreux échantillons ont été prélevés dans divers tronçons des principales rivières du bassin amazonien (rios Madeira, Negro, Solimões et Amazonas). Pour séparer les sables des MES plus fines, l'échantillon total (\approx 12 litres) a été filtré sur un tamis de 62 μm (Figure 3.23). Le filtrat a ensuite été filtré comme indiqué ci-dessus, sur filtre à 0,45 μm . La filtration a été réalisée sur une rampe de type SARTORIUS (6 unités de 250 ml) connectée à une pompe à vide électrique. L'opération de filtration a été conduite *in situ* dans un laboratoire installé à bord de l'embarcation, durant la mission

(Figure 3.24). Le séchage et la pesée des filtres ont été réalisés au laboratoire de l'Institut de Géosciences de l'Université de Brasilia (IG/UnB), au Brésil. A signaler que le processus de tamisage (62 μm) de l'échantillon brut n'a pas été réalisé sur les premières campagnes de 1995 et 1996. Par ailleurs, des échantillons de sédiments du fond ont été collectés au cours de quelques campagnes afin d'en déterminer les caractéristiques granulométriques, géochimiques et minéralogiques (Figure 3.25).

Dans le cadre du **réseau de référence HYBAM**, les échantillons des stations brésiliennes sont envoyés au laboratoire de l'IG/UnB à Brasília. La procédure adoptée est celle décrite plus haut, ie filtration et pesée des filtres de 0,45 µm en acétate de cellulose.

Pour le programme PHICAB, la filtration a été effectuée de la même manière au laboratoire du SENAMHI de El Alto, près de La Paz en Bolivie.

Le réseau de l'ANA au Brésil adopte les recommandations GEMS/AGUA (1984) depuis 1995. La procédure actuelle prévoit l'envoi des échantillons obtenus avec les échantillonneurs intégrateurs au laboratoire de la CPRM (Compagnie de Ressources Minérales du Brésil, entreprise responsable de l'opération du réseau hydrométrique brésilien) à Belo Horizonte (Minas Gerais, Brésil). Les échantillons obtenus sur les différentes verticales d'une même section sont mélangés, et l'échantillon unique homogénéisé ainsi obtenu, est ensuite filtré selon la procédure citée plus haut. Avant 1995, la concentration en MES était obtenue au laboratoire soit par filtration (filtre de 1,2 µm de porosité), soit par évaporation selon la méthode décrite par Carvalho et al. (2000).

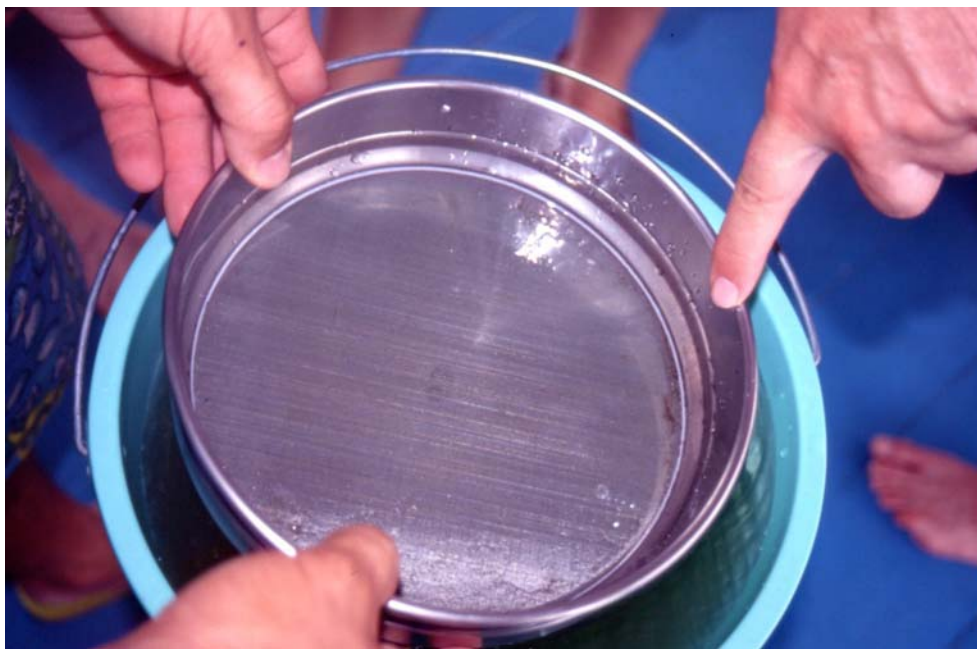


Figure 3.23 : Passage sur un tamis de 62 µm de l'échantillon de 12 litres



Figure 3.24 : Rampe de filtration pour détermination des MES (0.45 μm)

3.5. METHODES DE CALCUL DES FLUX DE MES

La majeure partie des données utilisées dans ce travail sont inédites. Une première partie correspond aux données brutes, non traitées ni valorisées, des services et agences gestionnaires des réseaux hydrométriques nationaux : ANEEL, ANA, SENAMHI. La seconde partie provient du traitement des données provenant de plus de 700 fichiers digitaux de jaugeages ADCP, de près de 700 échantillons de MES obtenus lors des premières campagnes HYBAM (1995-1998), et des 883 échantillons de MES des stations de référence. Toutes ces informations ont été traitées, et les données finales sont aujourd'hui stockées dans la base de données du programme HYBAM (Cochonneau, inédit). La base de données de l'ANA est enregistrée sur CD-ROM et elle est actualisée systématiquement sur la page WEB de l'organisme à l'adresse suivante : www.ana.gov.br. La base du programme PHICAB sera prochainement incorporée à la base HYBAM.

Le traitement des fichiers numériques ADCP des campagnes HYBAM, a été réalisé à l'aide d'un module de conversion des données du logiciel TRANSECT (raw data) en tableaux EXCEL par une routine élaborée en TurboBasic (HIBADCP) par J.L. Guyot (inédit).



Figure 3.25 : Echantillonneur pour sédiments de fond

Les tableaux obtenus contiennent, entre autres informations, les données de déplacement de l'embarcation, la durée du jaugeage, la profondeur de chaque verticale, la vitesse du courant et l'intensité du « backscatter » dans chaque cellule de chaque verticale mesurée par l'ADCP. L'ensemble de cette information numérique, les annotations de terrain, et les résultats du laboratoire quant aux concentrations en MES, sont également rassemblés dans la base de données HYBAM.

3.5.1. Calcul du débit solide dans la section

Les données de MES et de débit ont été utilisées pour le calcul des flux de MES - ou QS, selon les méthodes décrites dans la littérature (Porterfield, 1972 ; Walling, 1977 ; Walling & Webb, 1985 ; Bordas et al., 1988 ; Olivry et al., 1988 ; Meade et al., 1990 ; Bordas, 1991 ; Guyot, 1993 ; Guyot et al., 1996 ; Carvalho et al., 2000). Enfin, une méthode originale du calcul du débit solide (QS) en utilisant les intensités (backscatter) de l'ADCP, est proposée (Guyot et al., 1998 ; Filizola et al., sous presse).

La première méthode utilisée est la plus simple : le débit solide est le produit du débit par la moyenne arithmétique des concentrations en MES dans la section :

$$QS = Q * \sum [MES]_i / n * C \quad (1)$$

avec :

- QS : débit solide en t.jour⁻¹
- Q : débit liquide en m³.s⁻¹
- [MES]_i : concentration en MES au point i, en mg.l⁻¹
- n : nombre de points échantillonnés dans la section
- C : constante numérique = 0,0864

La seconde méthode obéit au même principe qu'un jaugeage classique au moulinet. La concentration en MES au point i est appliquée à une partie de la section (A_i), calculée en fonction de la distance de la berge et de la profondeur du point.

$$A_i = dl * dp \quad (2)$$

avec :

- A_i : aire correspondante au point i, en m²

- dl : différentiel de largeur relatif à la verticale d'échantillonnage dans la section, en m
- dp : différentiel de profondeur relatif au point d'échantillonnage dans la verticale, en m

Le produit de cette aire par la vitesse de l'eau (V_i , fournie par le fichier ADCP) et par la concentration en MES correspond au débit solide de cette partie de section. La somme de ces QS_i représente le débit solide du fleuve :

$$QS = \sum A_i * V_i * [MES]_i * C \quad (3)$$

avec :

- QS : débit solide en $t.jour^{-1}$
- A_i : aire correspondante au point i , en m^2
- V_i : vitesse de l'eau au point i , d'après le fichier ADCP, en $m.s^{-1}$
- $[MES]_i$: concentration en MES au point i , en $mg.l^{-1}$
- C : constante numérique = 0,0864

Enfin, une troisième méthode de calcul du débit solide dans la section a été mise au point à partir de la relation liant la concentration en MES du point i , aux valeurs des intensités (backscatter de l'ADCP) enregistrées autour de ce point :

$$[MES]_i = f(dB)_i \quad (4)$$

avec :

- $[MES]_i$: concentration en MES au point i , en $mg.l^{-1}$
- $(dB)_i$: intensité du « backscatter » au point i , d'après le fichier ADCP, en dB (décibels)

A partir de cette relation (4), qui sera présentée en détail dans le chapitre suivant de ce document, il devient alors possible de calculer la concentration en MES de chaque cellule de l'ADCP ($[MES]_c$), et en multipliant cette valeur avec le débit unitaire de chaque cellule (q_c), d'obtenir le débit solide de chaque cellule de l'ADCP. La somme de ces débits solides unitaires correspond au débit solide du fleuve :

$$QS = \sum q_c * [MES]_c * C \quad (5)$$

avec :

- QS : débit solide en $t.jour^{-1}$
- q_c : débit de la cellule c , d'après le fichier ADCP, en $m^3.s^{-1}$

- $[MES]_c$: concentration en MES de la cellule c , calculé à partir des intensités de l'ADCP par la relation (4), en $mg.l^{-1}$
- C : constante numérique = 0,0864

Pour le débit solide calculé par les équations (3) ou (5), la concentration moyenne en MES dans la section est :

$$[MES]_m = QS / Q * C \quad (6)$$

avec :

- $[MES]_m$: concentration moyenne des MES dans la section, en $mg.l^{-1}$
- QS : débit solide en $t.jour^{-1}$
- Q : débit liquide en $m^3.s^{-1}$
- C : constante numérique = 0,0864

3.5.2. La relation débit solide vs. débit

Le débit solide ayant été calculé à partir des données de l'échantillonnage (cf. ci-dessus), il est intéressant d'explorer la relation statistique reliant ce débit solide au débit liquide. Si une corrélation significative existe, cela permettra de calculer les flux solides sur de longues périodes, à partir des chroniques temporelles de débit fournies par les réseaux hydrologiques.

L'approche classique consiste à exprimer le débit solide en fonction du débit :

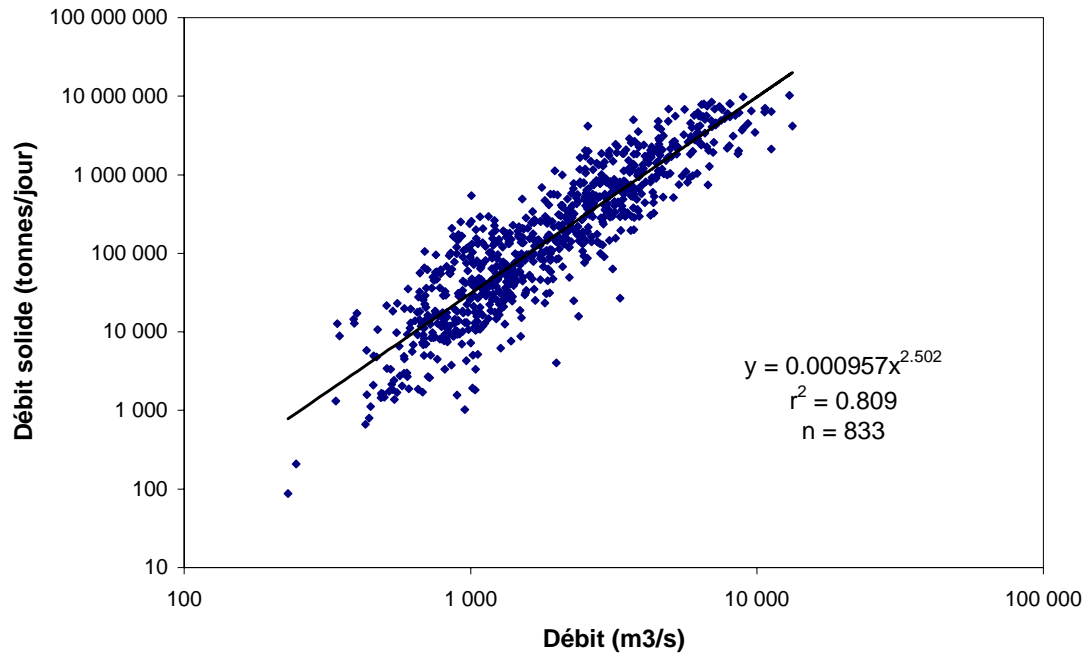
$$QS = f(Q) \quad (7)$$

qui présente généralement une corrélation positive satisfaisante (Figure 3.26) de la forme :

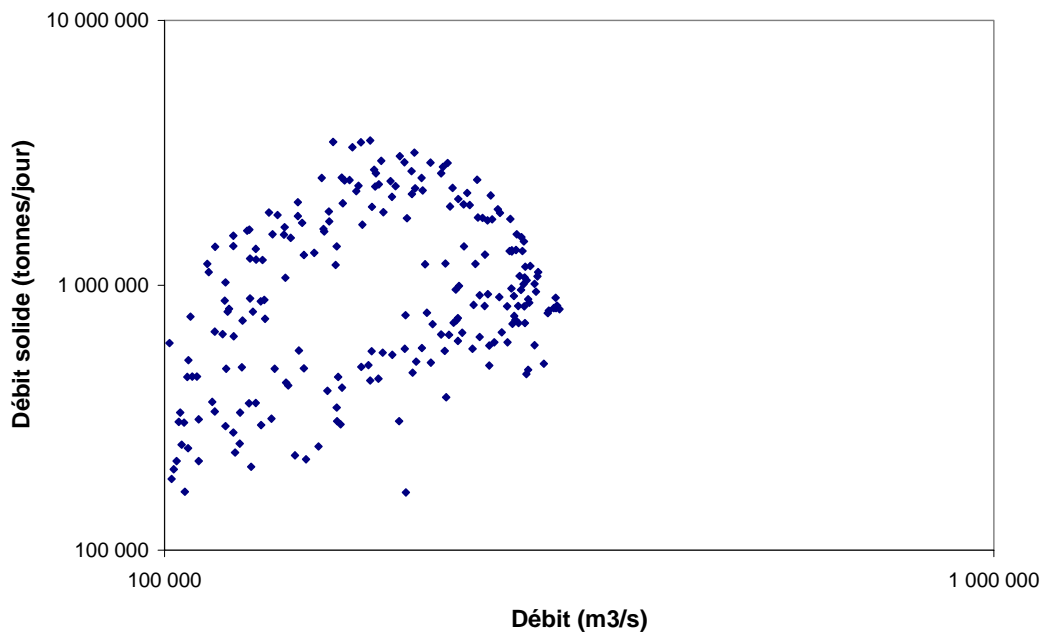
$$QS = a * Q^b \quad (8)$$

avec :

- QS : débit solide en $t.jour^{-1}$
- Q : débit liquide en $m^3.s^{-1}$
- a, b : constantes numériques



*Figure 3.26 : Débit solide vs. Débit, Rio Beni à Rurrenabaque, Bolivie
(Bourrel et al., sous presse)*



*Figure 3.27 : Débit solide vs. Débit, Rio Amazonas à Óbidos, Brésil
(Guyot et al., sous presse)*

Dans certains cas (Figure 3.27), la relation statistique n'existe pas, où n'est pas une relation simple entre Q et QS. Cette relation peut quelquefois être améliorée en tenant compte de la variabilité hydrodynamique au niveau de la section, ie en distinguant les montées des eaux, les baisses de niveau, et les périodes stables (communication personnelle de T. Dunne). Il suffit pour cela d'inclure dans l'équation le gradient hydraulique (dh/dt) :

$$QS = f(Q, dh/dt) \quad (9)$$

avec :

- QS : débit solide en t.jour⁻¹
- Q : débit liquide en m³.s⁻¹
- dh/dt : gradient hydraulique, qui correspond à la variation du niveau d'eau (dh) au cours d'un intervalle de temps (dt), généralement en cm.jour⁻¹

L'utilisation des outils statistiques de corrélations multiples a permis de tester cette méthode sur les fleuves amazoniens.

3.5.3. Le calcul du bilan sédimentaire le long des fleuves

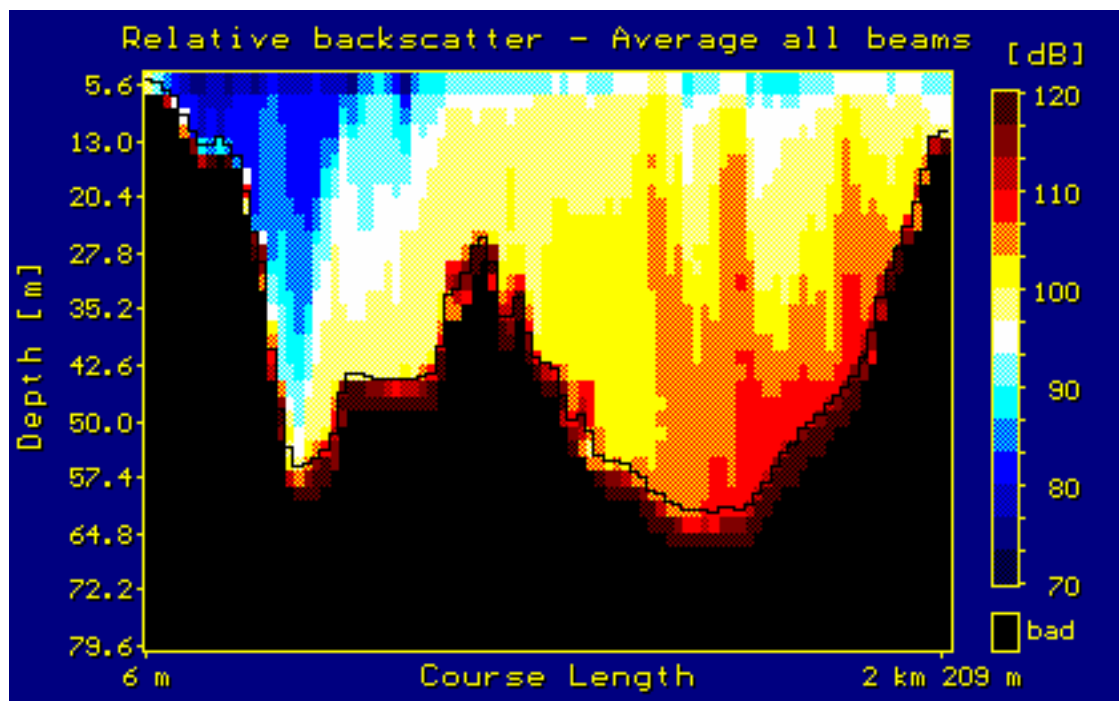
A partir des équations (7) ou (9), les flux sédimentaires aux stations hydrologiques ont pu être calculés. Les bilans de masse au niveau des confluences, ou le long des fleuves d'amont en aval, s'écrivent ainsi :

$$QS_a + QS_b + \dots + QS_n + \varepsilon = QS_x \quad (10)$$

où **a**, **b**, ... **n** correspondent aux stations amont du bassin versant, dont les valeurs sont additionnées pour être comparées aux valeurs de la dernière station du bassin x, ou station de contrôle. La différence entre les deux résultats est représentée par le symbole « ε » qui correspond à la variation de l'amont vers l'aval du flux sédimentaire. Une valeur positive de « ε » indique une production de sédiments (érosion) sur le bassin résiduel compris entre les stations a+b+...+n, et la station x. Une valeur négative de « ε » indique une perte de matériel sédimentaire sur ce même bassin résiduel, qui sera associée à des processus de sédimentation sur le tronçon étudié.

Chapitre 4

Distribution des MES dans la section de jaugeage



Intensités ADCP, Rio Amazonas, Encontro das Águas

4.1. INTRODUCTION

Pour les études sur le transport de sédiments dans les cours d'eau, il est communément admis que les particules fines en suspension ($< 60 \mu\text{m}$) présentent une concentration uniforme de la surface vers le fond (Guy & Norman, 1976). En effet, le gradient des concentrations pour les particules en suspension dans les rivières, est directement proportionnel à la vitesse de chute des particules, et inversement proportionnel à la vitesse de cisaillement (Nordin & McQuivery, 1971 : in Curtis et al., 1979). Ainsi, pour les particules très fines dans des écoulements turbulents, le gradient des concentrations doit être très faible. Cette hypothèse a donc été utilisée pour justifier la mise en œuvre d'un échantillonnage de surface pour les cours d'eau à écoulement turbulent et à forte vitesse.

Cependant, en utilisant les données des rios Solimões et Amazonas, Curtis et al. (1979) montrent que l'utilisation des seules mesures de surface pour le calcul du flux total, peut être à l'origine d'importantes erreurs. Hormis les résultats de Curtis et al. (1979), il existe peu d'études sur la variabilité des concentrations en MES dans la section des fleuves amazoniens. Dans ce domaine, Gibbs (1967) réalise une étude pionnière dont le but est de vérifier la représentativité de son échantillonnage de surface. Il montre ainsi que les échantillons prélevés à 90% de la profondeur totale présentent des concentrations 20% supérieures à celles obtenues en surface. Un peu plus tard, Oltman (1968) réalise à son tour un échantillonnage ponctuel de l'Amazone, et montre une variabilité d'un facteur 5 entre la surface et le fond du fleuve. Cependant, bien que ni Gibbs, ni Oltman n'aient eu les moyens d'évaluer avec précision cette variabilité des teneurs en MES le long de nombreuses verticales dans la section, leurs travaux constituent une référence historique.

Après les premières observations des campagnes Alpha-Helix (Curtis et al., 1979 ; Meade et al., 1979), les campagnes réalisées par le programme CAMREX ont permis de préciser cette distribution verticale des MES dans la section des principaux fleuves amazoniens (Meade, 1985). Les résultats obtenus ont montré que les concentrations près du fond sont toujours supérieures à celles de surface, avec un écart qui peut atteindre un facteur 2. Cette augmentation en profondeur correspond à des teneurs plus élevées en sables ($> 63 \mu\text{m}$) lorsque l'échantillon se rapproche du fond. Ainsi, pour les rios Amazonas à Óbidos et Solimões à Itapéua, avec des profondeurs de l'ordre de 50 m, ces particules grossières représentent 22% du flux sédimentaire total. Ce pourcentage, qui varie en fonction du débit, peut atteindre 30 à 38% pour des sections de 20 à 30 m de profondeur, comme le Rio Solimões à Manacapuru.

Les différentes études sus-citées ont permis de mieux connaître la distribution des MES dans la section des principaux fleuves du bassin amazonien, et notamment de mettre en évidence un gradient des concentrations, depuis la surface vers le fond. Cependant, cette distribution n'a pas été étudiée sur les fleuves non andins, comme les rios Negro, Tapajós et Xingu. Enfin, la variabilité dans le temps de cette distribution reste mal connue, notamment la relation liant les concentrations à la vitesse de l'eau et au débit. Cette étude propose de combler ces lacunes, à partir des données des campagnes du projet HYBAM au Brésil.

4.2. CAMPAGNES DU PROJET HYBAM AU BRÉSIL, ET LES SECTIONS REPRESENTATIVES

Les résultats discutés dans ce chapitre proviennent des échantillons collectés lors de 8 campagnes du projet HYBAM, réalisées au Brésil entre 1995 et 1998. Les données ont été obtenues selon la procédure décrite dans le chapitre 3, avec notamment le suivi en temps réel de l'échantillonnage par courantomètre à effet Doppler – ADCP. Après le prélèvement, la filtration, le séchage et la pesée du filtre selon le protocole GEMS/AGUA (1994), les échantillons ont été référencés et les résultats de MES stockés dans la banque de données du projet, qui contient également les informations originales des jaugeages ADCP effectués sur le même site au même moment. A partir de ces informations, des sections représentatives ont été sélectionnées sur les tronçons des principaux fleuves parcourus par les différentes campagnes du projet, à différentes époques du cycle hydrologique. Ces 7 sections représentatives (Figure 4.01) sont :

- ✓ Arumã jusante sur le Rio Purús,
- ✓ Itapéua sur le Rio Solimões,
- ✓ Manacapuru sur le Rio Solimões,
- ✓ Paricatuba sur le Rio Negro,
- ✓ Fazenda Vista Alegre sur le Rio Madeira,
- ✓ Óbidos sur le Rio Amazonas,
- ✓ Alter do Chão sur le Rio Tapajós.

Les stations considérées sont situées sur les principaux fleuves du bassin amazonien, de différentes origines. Les rios Solimões et Madeira, qui proviennent des Andes du Pérou et de Bolivie, sont caractérisés par des eaux blanches turbides du fait de fortes teneurs en matières en suspension. Les fleuves issus des boucliers guyanais (Rio Negro) et brésilien (Rio Tapajós) présentent des eaux noires ou claires, avec très peu de MES. Les fleuves de plaine, comme le

Rio Purús qui draine les faibles reliefs de la zone pré-andine, présentent généralement des teneurs en MES plus faibles, mais non négligeables.

D'autres sections ont également été utilisées, mais les stations représentatives sélectionnées ci-dessus sont celles qui possèdent la plus grande quantité d'information (Tableau 4.01). C'est pour cette raison qu'elles seront plus intensément étudiées, car elles représentent la diversité des bassins hydrographiques amazoniens.

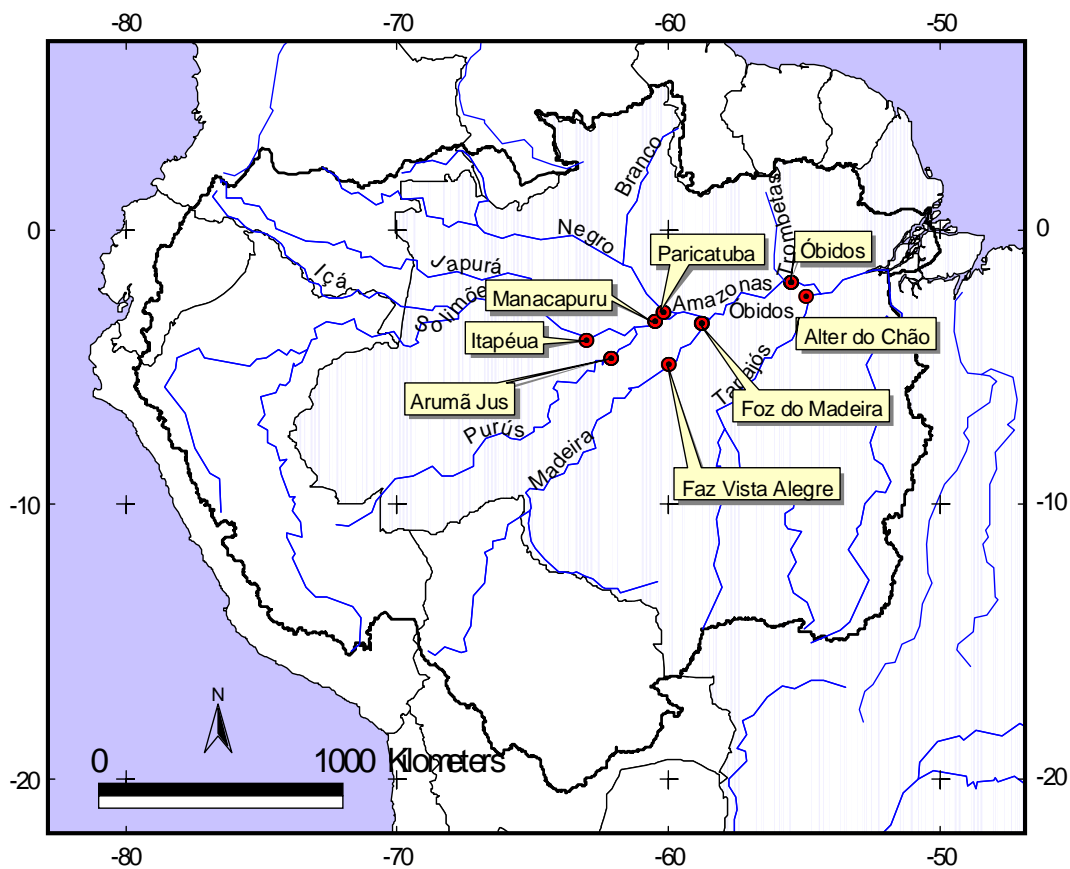
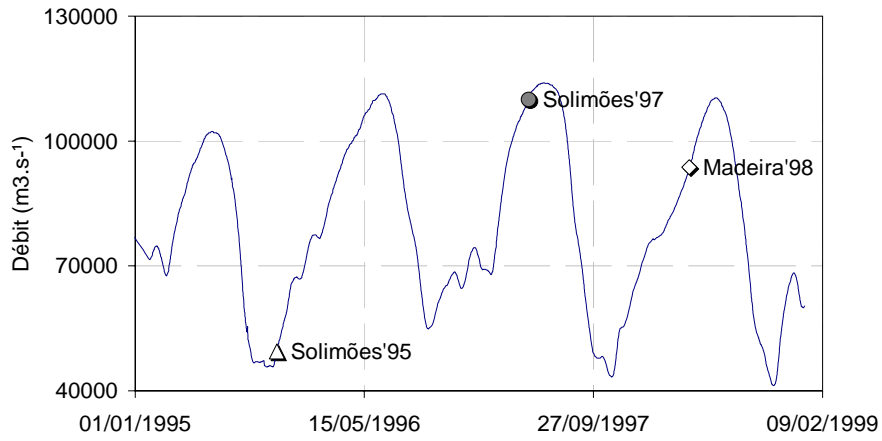
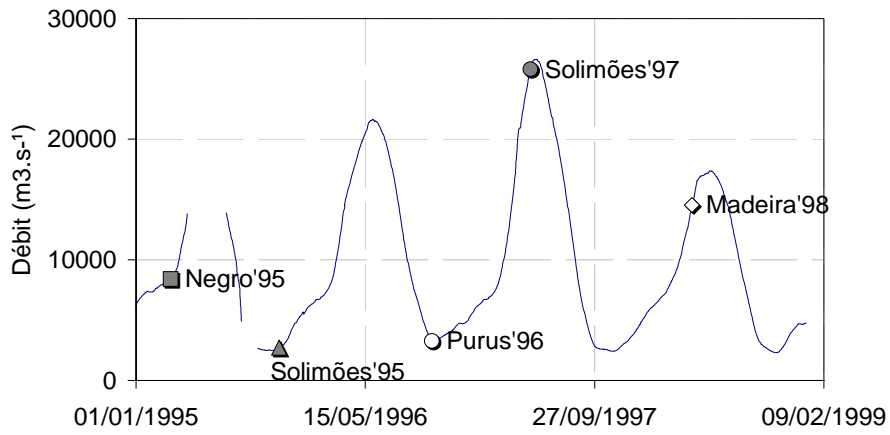


Figure 4.01 : Localisation des stations les plus visitées lors des campagnes HYBAM, utilisées comme stations représentatives des cours d'eau ou bassins étudiés

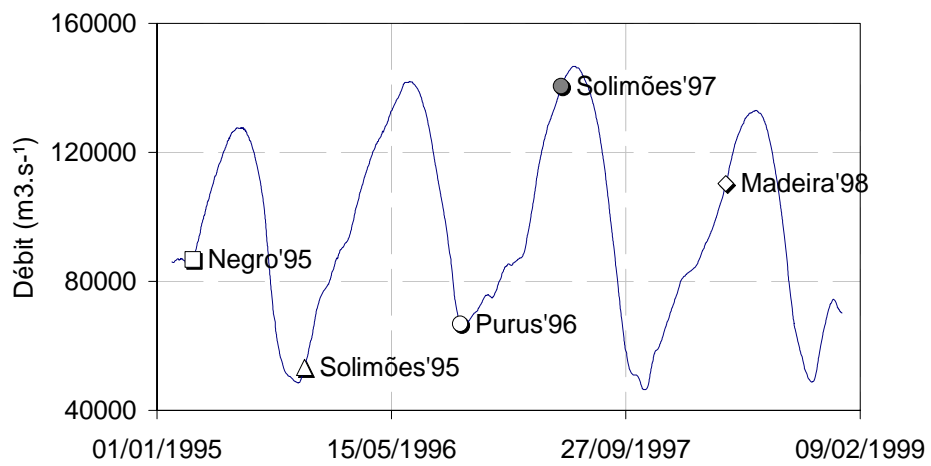
SOLIMÕES à ITAPÉUA



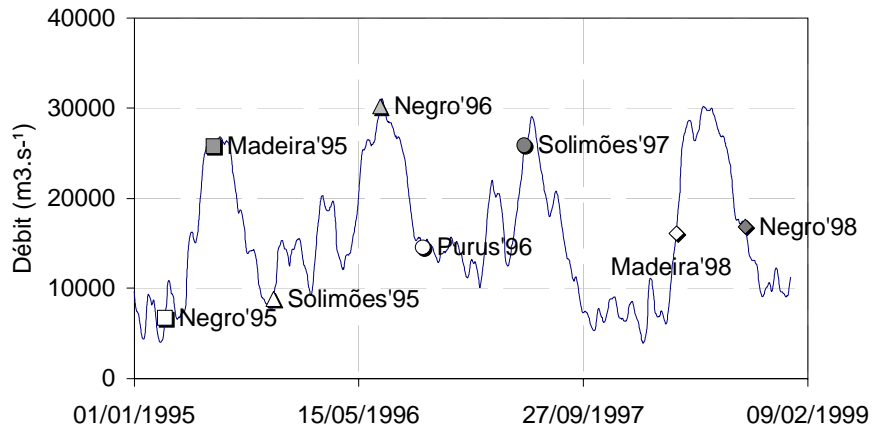
PURÚS à ARUMA JUSANTE



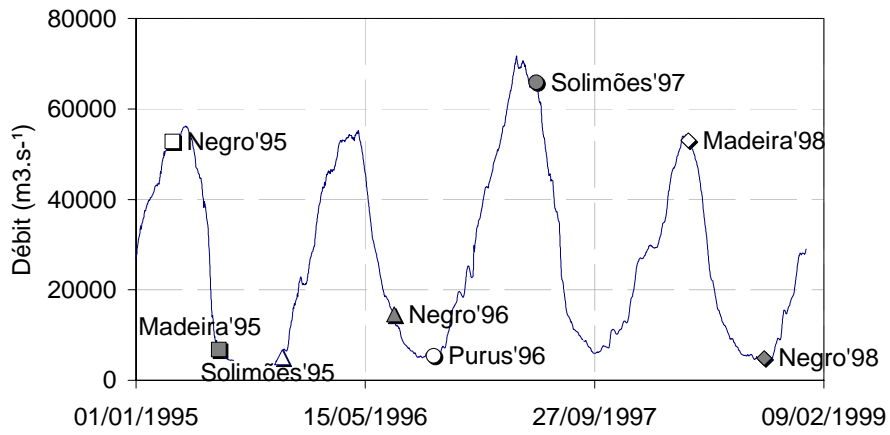
SOLIMÕES à MANACAPURU



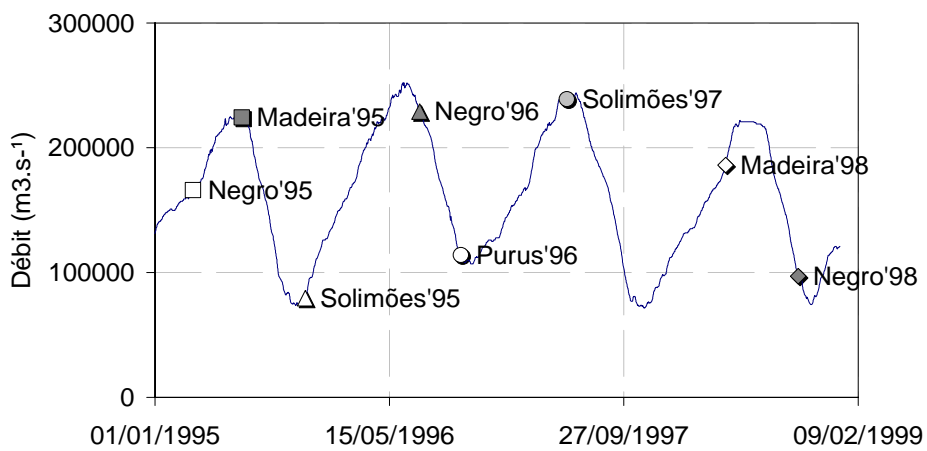
NEGRO à SERRINHA



MADEIRA à VISTA ALEGRE



AMAZONAS à ÓBIDOS



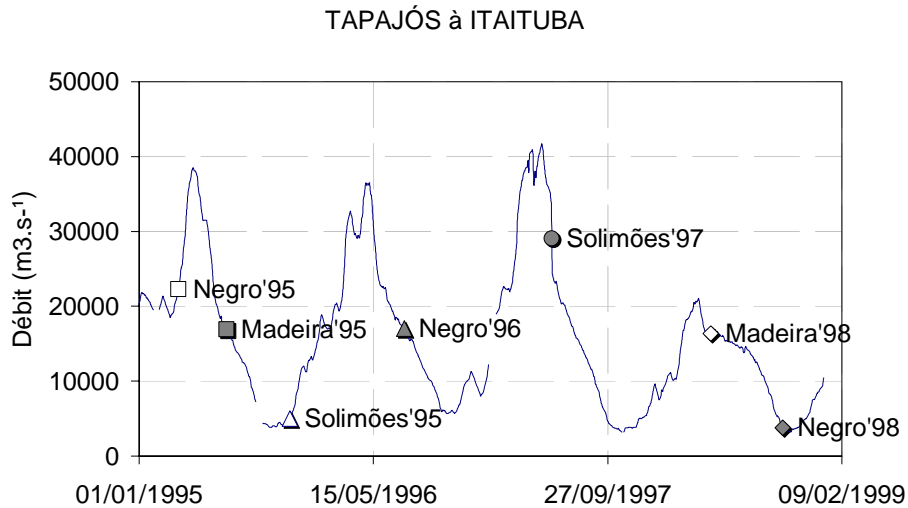


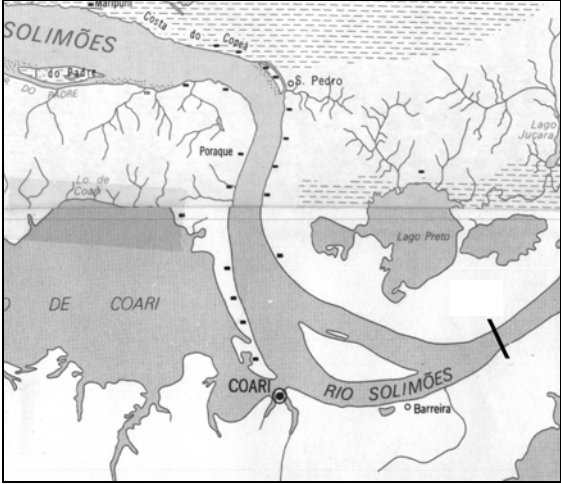
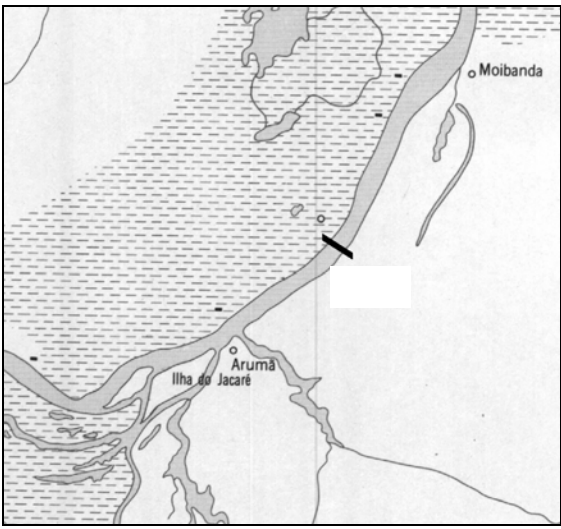
Figure 4.02 : La position des campagnes HYBAM sur le cycle hydrologique aux stations représentatives. Certaines de ces stations « fictives » sont situées à l’aval des stations de référence (Paricatuba et Alter do Chão, respectivement pour Moura et Itaituba).

Les sections hydrométriques représentatives

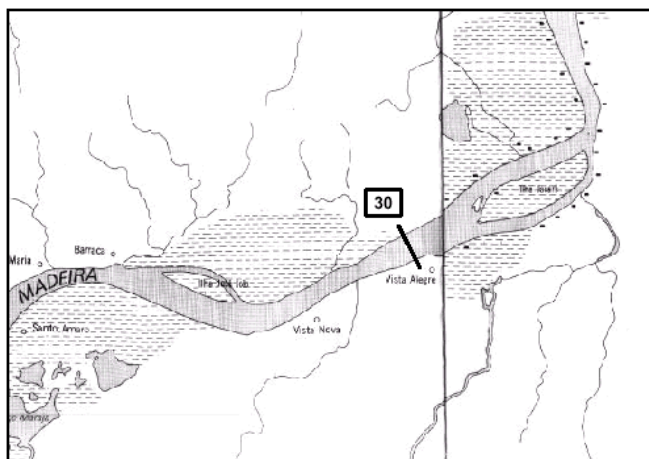
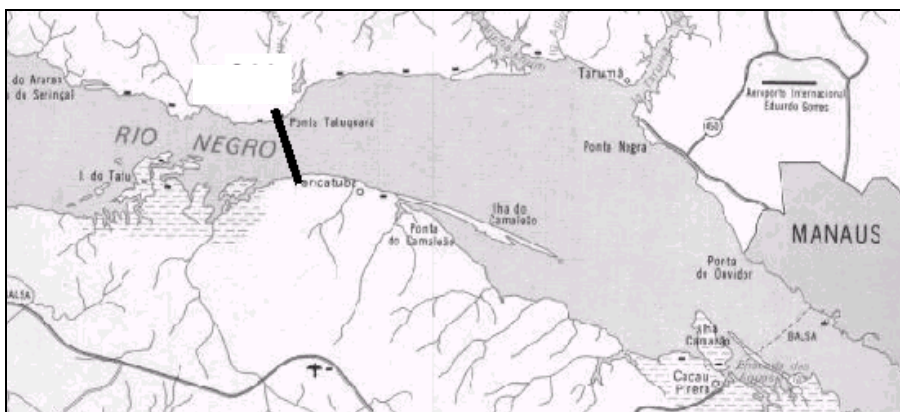
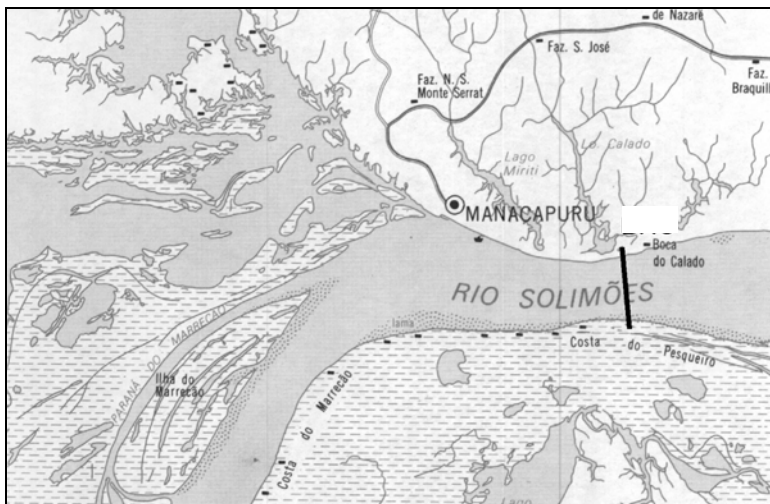
Les résultats obtenus au cours de ces campagnes de 1995 à 1998 par courantométrie à effet Doppler (ADCP) permettent d’étudier la géométrie et les caractéristiques hydrodynamiques des différentes sections des stations étudiées, de l’amont vers l’aval (Figures 4.03 à 4.09). Le premier graphique (A) indique la trajectoire du bateau d’une rive à l’autre (ligne rouge), ainsi que l’intensité et la direction des lignes de courant à proximité de la surface (tracés bleus). Le second graphique (B) montre le profil en travers de la section jaugée (tracé noir), ainsi que les valeurs des vecteurs vitesse pour chaque cellule de mesure. Le troisième graphique (C) montre, en plus du profil en travers, le profil des intensités du signal « backscatter », ie de l’atténuation du signal réfléchi par les particules en suspension dans l’eau. Le quatrième graphique (D) montre la variation de la température de l’eau près de la surface du fleuve (en général à 60 cm de profondeur), d’une rive à l’autre, mesurée par un capteur monté sur l’ADCP. Le cinquième graphique (E) indique le profil des températures de l’eau obtenu sur les échantillons à différentes profondeurs, mesuré sur le bateau par un thermomètre de précision dès la sortie de l’échantillonneur. D’une manière générale, les températures mesurées par ADCP et sur les échantillons sont assez homogènes, malgré l’utilisation de capteurs différents. Pour l’ensemble des sections étudiées (Figures 4.03 à 4.09), la température est quasiment constante, tant sur la largeur (D) de la section qu’en profondeur

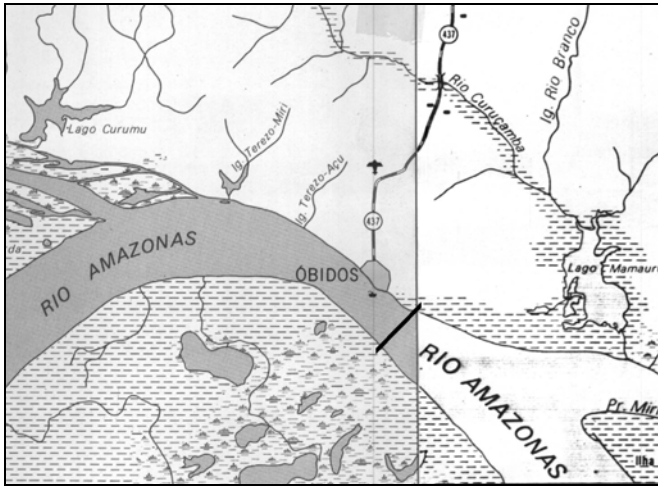
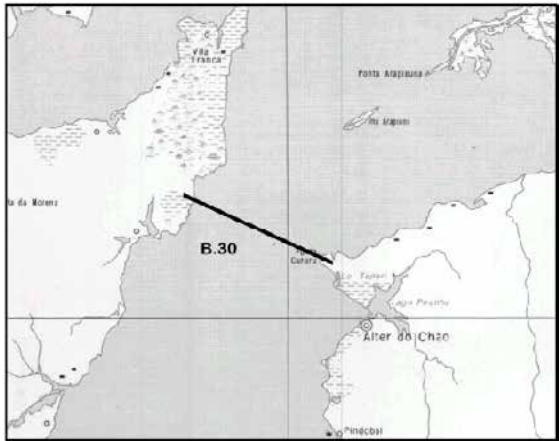
(E), mis à part les fleuves issus des boucliers (eaux noires ou claires) comme les rios Negro et Tapajós (Figures 4.06 et 4.09). Ce phénomène qui souligne la différence d'albédo entre les eaux banches et noires (information personnelle de Carlos Nobre) indique que les eaux noires, et dans une moindre mesure les eaux claires, sont plus sensibles à la variabilité thermique diurne.

Tableau 4.01 : Localisation des stations représentatives des campagnes HYBAM d'après les cartes du projet RADAM-BRASIL au 1/250 000. [Deux périodes sont distinguées (1995-1996 et 1997-1998) car la séparation des MES grossières par tamisage 63 µm a été opérationnelle seulement à partir de 1997]

Station	Période	N° visites
<p>Rio Solimões à Itapéua</p> 	<p>1995 - 1996 1997 - 1998</p>	<p>1 2</p>
<p>Rio Purús à Arumã Jusante</p> 	<p>1995 - 1996 1997 - 1998</p>	<p>3 2</p>

<i>Station</i>	<i>Période</i>	<i>N° visites</i>
Rio Solimões à Manacapuru (avec la section aval de Ilha dos Mouras)	1995 - 1996 1997 1998	4 – 2
Rio Negro à Paricatuba (avec la station aval de Manaus)	1995 - 1996 1997 1998	3 – 3
Rio Madeira à Fazenda Vista Alegre (avec la section aval de l'embouchure du Rio Madeira)	1995 1996 1997 1998	– 5 – 3



<i>Station</i>	<i>Période</i>	<i>N° visites</i>
Rio Amazonas à Óbidos 	1995 1996 1997 1998	– 5 – 3 –
Rio Tapajós à Alter do Chão 	1995 1996 1997 1998	– 5 – 3 –

La figure 4.03 montre les résultats de la station de Itapéua sur le Rio Solimões du 08/05/97, avec un débit jaugé de $96\,790\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Cette station est située à l'aval des apports du Rio Japurá originaire des Andes de Colombie. La section de mesure est localisée à la sortie d'une courbe qui génère une modification de la trajectoire du courant de quasi N-S à SO-NE. La direction du courant (Figure 4.03) coïncide avec l'orientation du cours d'eau, avec une petite anomalie en rive droite (effet de bordure). La vitesse du courant près de la surface est forte, et dépasse localement les $2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. La figure 4.03 B permet d'individualiser deux chenaux sur cette section d'un peu plus d'un km de large. Sur le chenal principal qui occupe 70-75% de l'aire totale, la profondeur dépasse 60 m, alors qu'elle atteint 50 m sur le chenal secondaire. A la date de ce jaugeage, la vitesse de l'eau atteint $3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ au centre du chenal principal, et $2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$

sur le chenal secondaire. Le profil des intensités (Figure 4.03 C) montre clairement une tendance à l'augmentation du « backscatter » avec la profondeur. Comme ce phénomène correspond à l'absorption du signal par les particules en suspension, l'information obtenue par l'ADCP indique un gradient positif des concentrations en MES avec la profondeur. Les températures mesurées sont remarquablement stables dans la section, avec une valeur proche de 28°C.

La station de Arumã Jusante sur le Rio Purus est située à l'aval de la localité de Arumã, sur une section assez rectiligne du fleuve. Le 10/05/1997, la section présentait une largeur de 700 m environ pour un débit jaugé de 25 290 m³.s⁻¹. La direction générale de l'écoulement est orientée SO-NE, ainsi que les lignes de courant à proximité de la surface (Figure 4.04 A). Le profil bathymétrique et la distribution des vitesses dans la section (Figure 4.04 B) révèle une section en forme de « W » avec une profondeur maximum de 35 m à droite. La vitesse de l'eau varie de 1 à 2 m.s⁻¹ avec une forte dissymétrie des vitesses du côté gauche de la section. Le profil des intensités (Figure 4.04 C) présente des valeurs plus fortes à proximité du fond (≈ 100 dB), également du côté gauche de la section. La température de l'eau est remarquablement stable avec une valeur proche de 27°C.

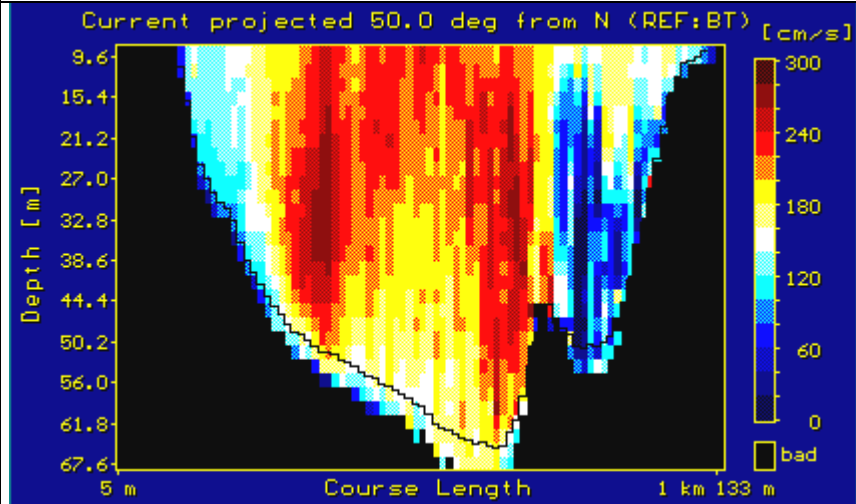
La station de Manacapuru sur le Rio Solimões est une section « école » où sont organisées de nombreux stages de formation aux techniques de jaugeage des grands fleuves (Filizola et al., 1999). La station est située sur un tronçon rectiligne du fleuve de 14 km de long, à l'aval de la ville de Manacapuru, elle-même distante de 80 km de Manaus. Le 18/03/1995, le débit jaugé à cette station était de 84 670 m³.s⁻¹. L'orientation de l'écoulement du fleuve est pratiquement O-E, ainsi que les lignes de courant lors du jaugeage, qui montrent cependant une inflexion vers le SE (Figure 4.05 A). Le profil en travers est caractérisé par une forme globalement rectangulaire avec une largeur de 3300 m pour une profondeur moyenne de 20 m, mais avec un creux marqué vers le centre de la section, qui dépasse la profondeur de 30 m. Le graphique de la figure 4.05 B montre que les plus fortes vitesses sont observées au centre de la section avec des valeurs de 2 m.s⁻¹ alors que près des berges, la vitesse de l'eau est voisine de 1 m.s⁻¹. Le graphique des intensités (Figure 4.05 C) indique des valeurs plus fortes à proximité du fond (≈ 100 dB), sauf à l'intérieur du canal (< 100 dB), alors qu'elles sont de 90 dB en surface. Les températures mesurées varient de 28.0 à 28.5°C, tant en surface qu'en profondeur, avec une légère augmentation vers la rive droite.

Rio Solimões à Itapéua [08/05/1997, $Q = 96\,790\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$]

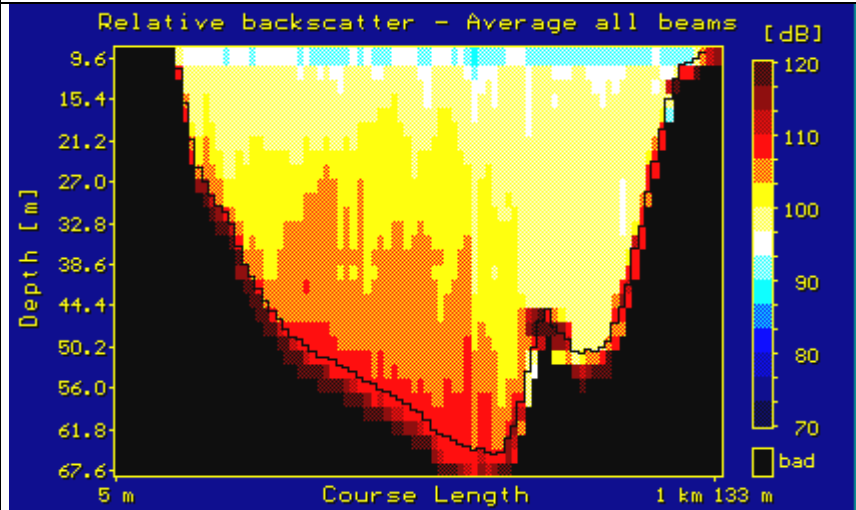
A. Trajectoire du bateau, direction et intensité du courant



B. Profil de vitesse ($\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$)

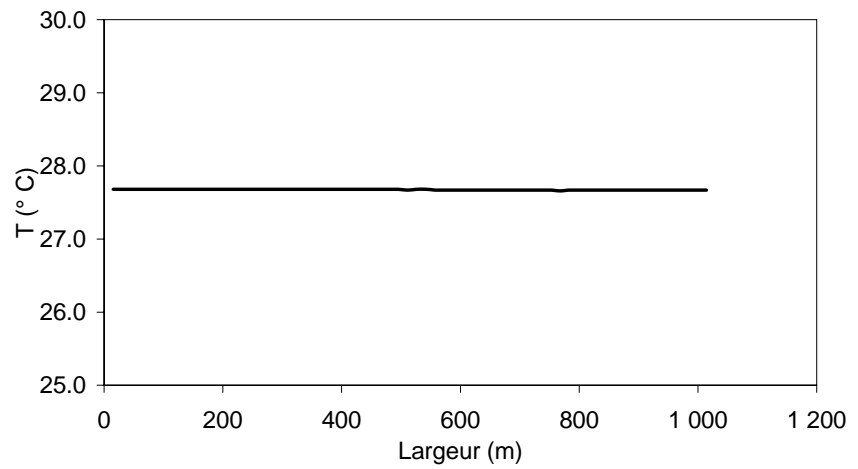


C. Profil d'intensité (dB)



Rio Solimões à Itapéua [08/05/1997, $Q = 96\,790\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$]

D. Température (°C) vs
Largeur (m)



E. Température (°C) vs
Profondeur (m)

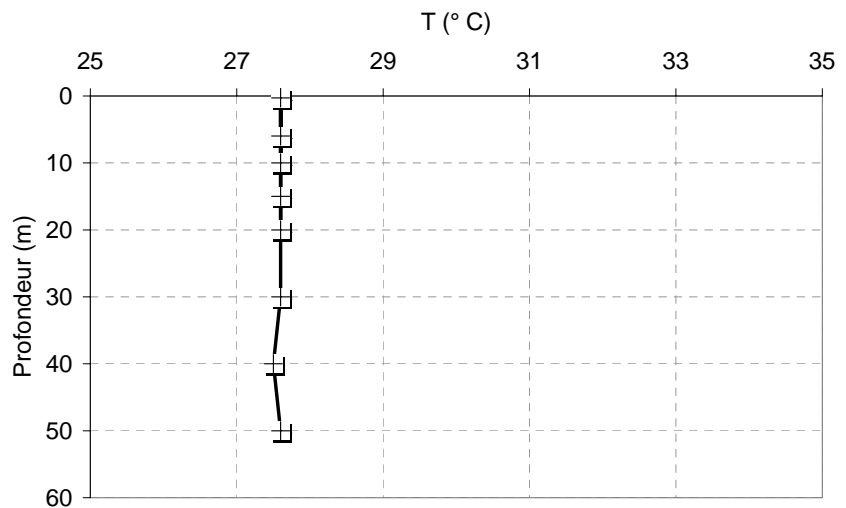
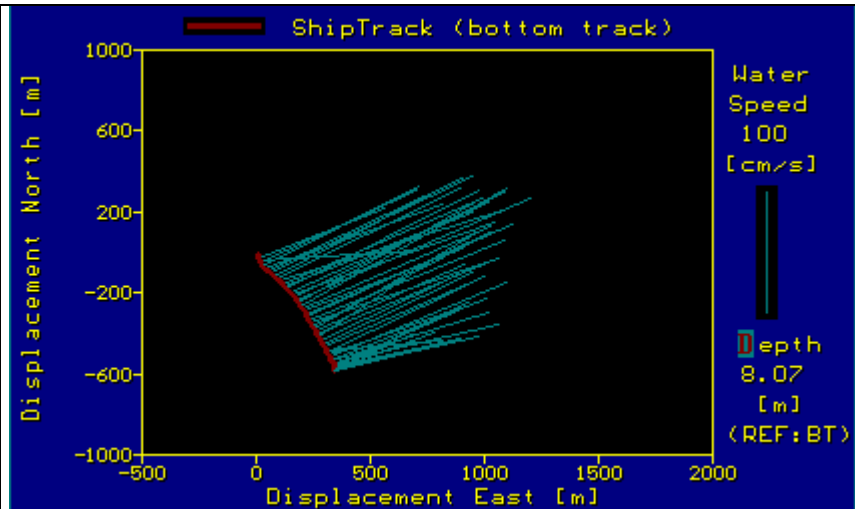


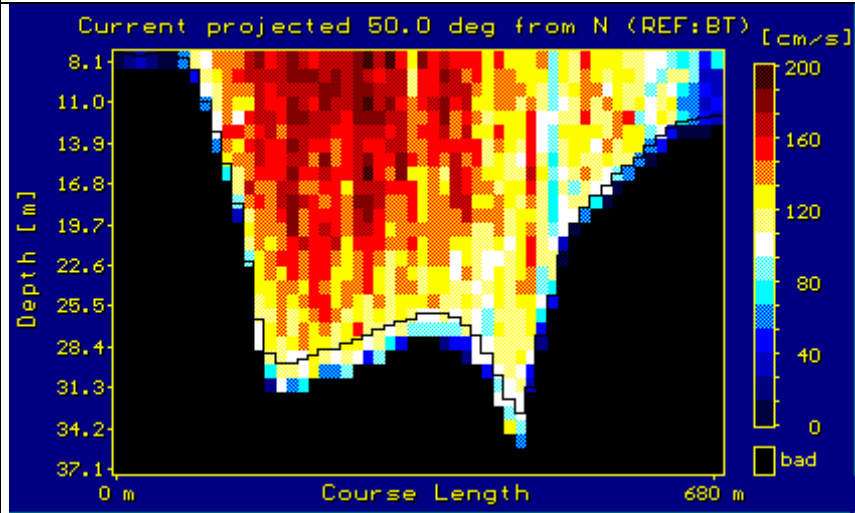
Figure 4.03 : Résultats obtenus à la section de Itapéua sur le Rio Solimões au cours d'une campagne réalisée en période de hautes eaux (mai 1997).

Rio Purús à Arumã Jusante [10/05/1997, $Q = 25\,290\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$]

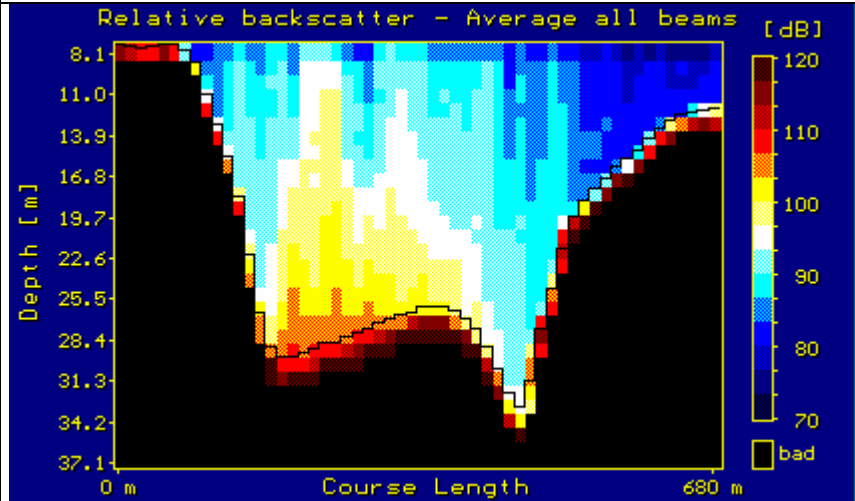
A. Trajectoire du bateau, direction et intensité du courant



B. Profil de vitesse (cm.s⁻¹)
1)

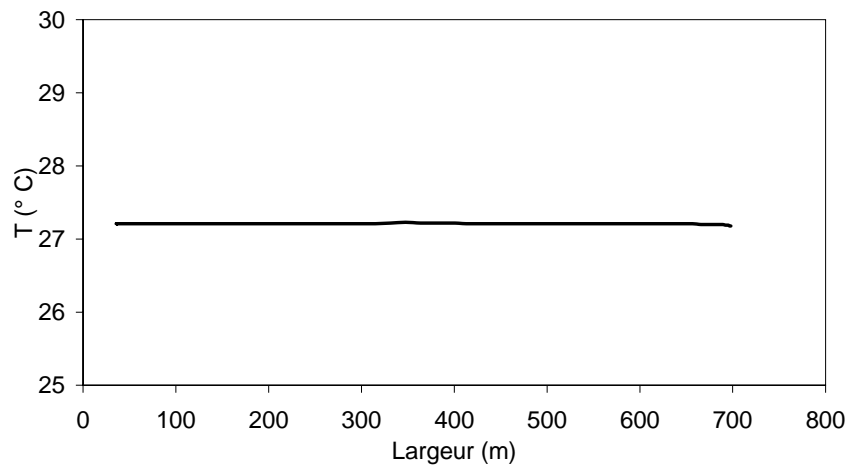


C. Profil d'intensité (dB)



Rio Purús à Arumã Jusante [10/05/1997, $Q = 25\,290\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$]

D. Température (°C) vs
Largeur (m)



E. Température (°C) vs
Profondeur (m)

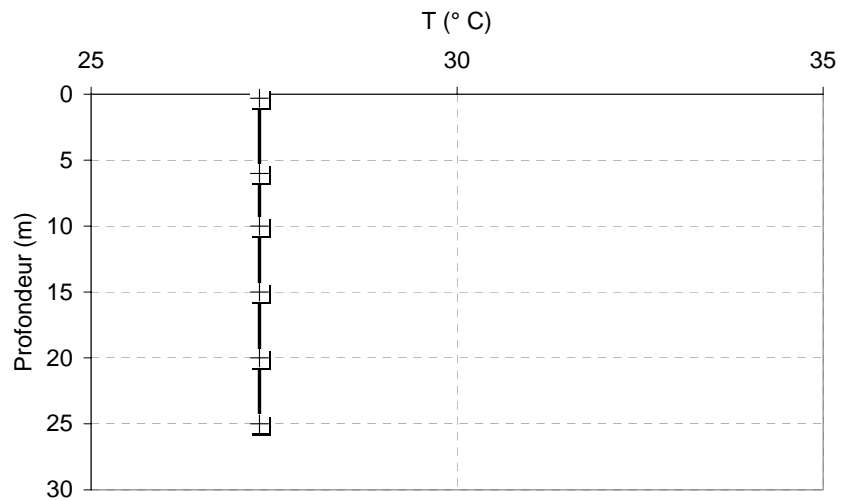
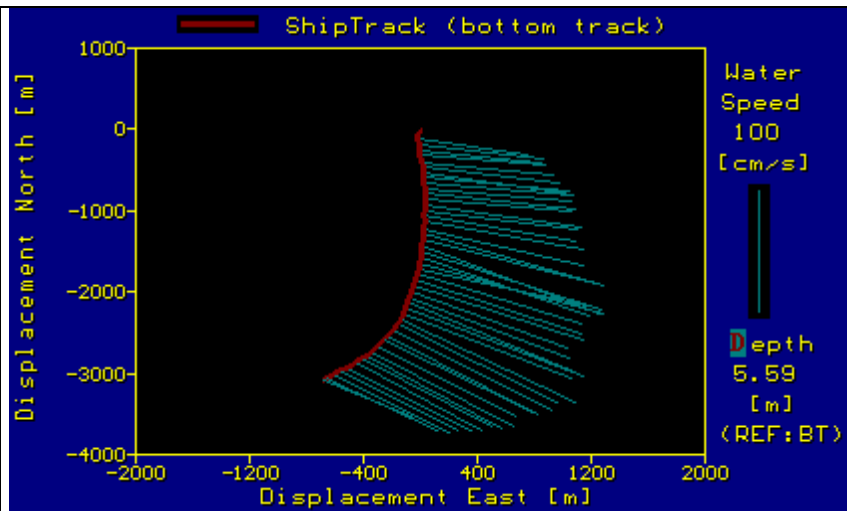


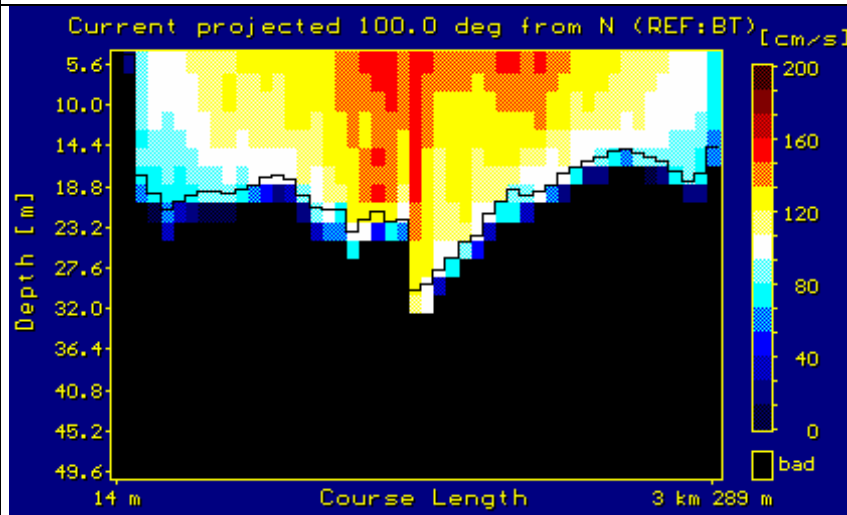
Figure 4.04 : Résultats obtenus à la section de Arumã Jusante sur le Rio Purús au cours d'une campagne réalisée en hautes eaux (mai 1997).

Rio Solimões à Manacapuru [18/03/1995, $Q = 84\,670\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$]

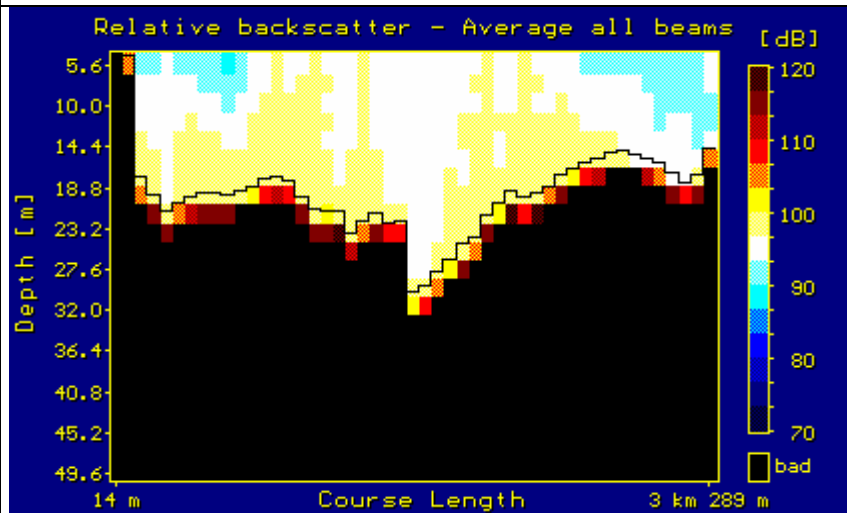
A. Trajectoire du bateau, direction et intensité du courant



B. Profil de vitesse (cm.s⁻¹)
1)



C. Profil d'intensité (dB)



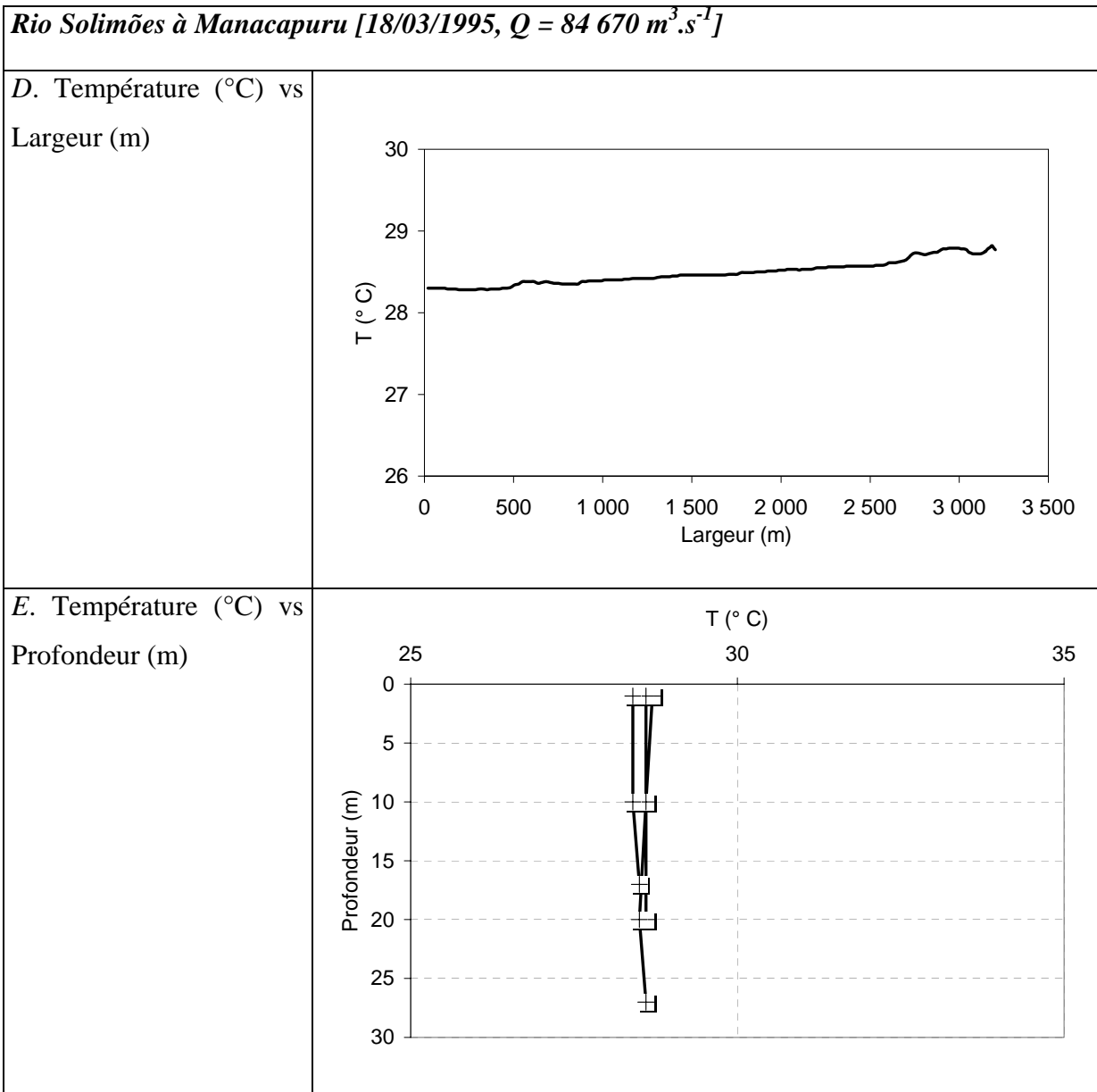


Figure 4.05 : Résultats obtenus à la section de Manacapuru sur le Rio Solimões au cours d'une campagne réalisée en moyennes eaux (mars 1995).

La station de Paricatuba sur le Rio Negro (Figure 4.06) a été sélectionnée comme représentative de ce fleuve. Cette station, qui n'appartient pas au réseau hydrométrique national, est située à la fin d'un tronçon rectiligne à l'aval de l'archipel des Anavilhanas. A cet endroit, le Rio Negro oriente son cours vers le SE avant de former un « ria » qui va s'étendre jusqu'à la ville de Manaus. Le profil en travers est en forme de « U », mais présentant deux chenaux assez visibles ainsi qu'un ressaut rive droite (Figure 4.06 B). Le 14/03/1995, le débit mesuré était de $7\,240\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$, avec des lignes de courant orientées pratiquement W-E, et des valeurs de vitesse extrêmement faibles, compte tenu de la taille de

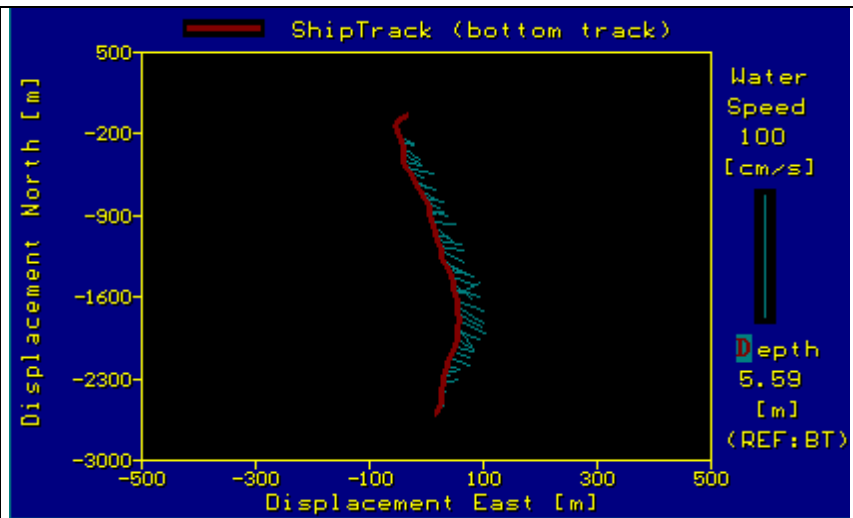
la section jaugée, et de la période (basses eaux). Sur l'ensemble de la section, les vitesses ne dépassent pas 0.4 m.s^{-1} , avec une légère augmentation vers la rive droite. La figure 4.06 C montre un signal d'intensité plus faible que pour les autres fleuves. La température varie latéralement de 32 à 33°C , et présente un gradient vertical particulier : les 10 premiers mètres présentent une température plus élevée de 2°C .

La station de Fazenda Vista Alegre sur le Rio Madeira (Figure 4.07) présente une section de 1300 m de largeur pour un débit jaugé de $44\,830 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ le 18/04/1998. La section est située sur un tronçon rectiligne du fleuve orienté SO-NE, environ 100 km à l'amont de la ville de Borba. Les lignes de courant (Figure 4.07 A), qui s'alignent sur la même direction SO-NE, présentent des vitesses de surface supérieures à 2 m.s^{-1} . Le profil en travers (Figure 4.07 B) montre une section en forme de « V » avec une profondeur maximum qui dépasse 25 m , et des vitesses de l'eau variant de 0.8 m.s^{-1} près des berges, à 2.5 m.s^{-1} au centre de la section. Le graphique des intensités (Figure 4.07 C) montre à nouveau des valeurs plus fortes de « backscatter » à proximité du fond de la rivière, ainsi que dans les zones de moindre vitesse. En effet, les plus fortes valeurs d'intensité apparaissent avec des vitesses de l'eau voisine de 1 m.s^{-1} . Enfin, les données de température sont stables, tant en profondeur que latéralement, avec une valeur moyenne de 28.5°C .

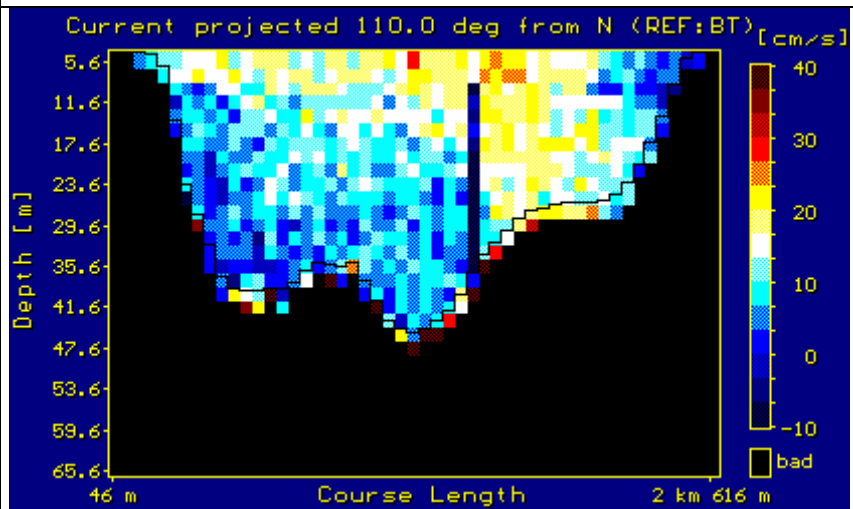
La station de Óbidos sur le Rio Amazonas présente une largeur d'environ 2.5 km pour un débit jaugé de $98\,690 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ le 04/10/1998 (Figure 4.08). Cette section est située à un peu plus d'un km en aval de la ville du même nom, sur un tronçon de fleuve rectiligne et d'orientation NO-SE. La direction des lignes de courant (Figure 4.08 A) montre bien cette orientation préférentielle. Lors du jaugeage, les vitesses de surface présentent des valeurs de 0.6 à 1.0 m.s^{-1} . Le profil transversal, en forme de « U », présente une profondeur maximum de 50 m et une pente du fond plus faible vers la rive droite (Figure 4.08 B). Les plus fortes vitesses sont observées au centre gauche de la section, et les vitesses mesurées varient latéralement de 0.2 à 1.0 m.s^{-1} , et verticalement de 0.5 à 1.0 m.s^{-1} . La distribution des intensités montre des valeurs plus fortes de « backscatter » près du fond (Figure 4.08 C), avec des valeurs remarquables dans la partie droite de la section, là où les vitesses sont plus faibles. Enfin, la température de l'eau est constante dans la section avec une valeur oscillant autour de 31°C (Figures 4.08 D et E).

Rio Negro à Paricatuba [14/03/1995, $Q = 7\,240\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$]

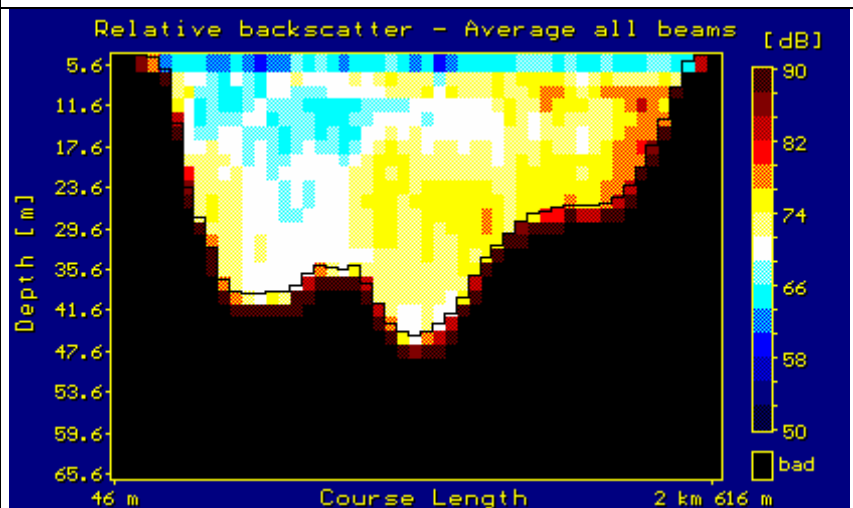
A. Trajectoire du bateau, direction et intensité du courant



B. Profil de vitesse (cm.s⁻¹)
1)

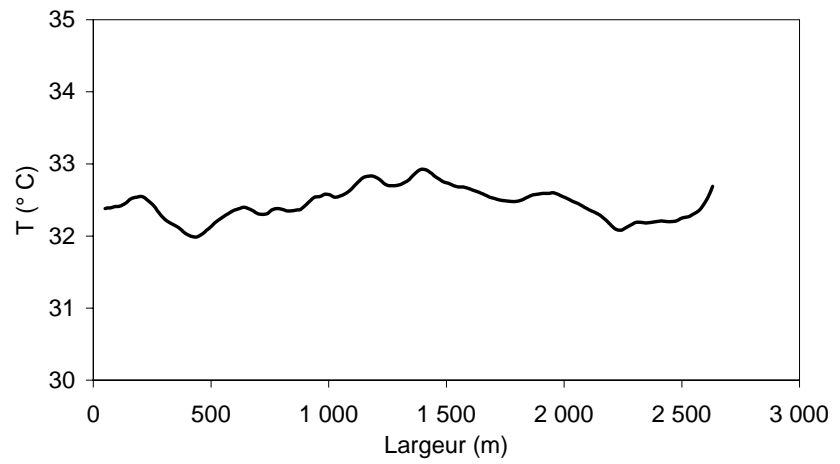


C. Profil d'intensité (dB)



Rio Negro à Paricatuba [14/03/1995, $Q = 7\,240\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$]

D. Température (°C) vs
Largeur (m)



E. Température (°C) vs
Profondeur (m)

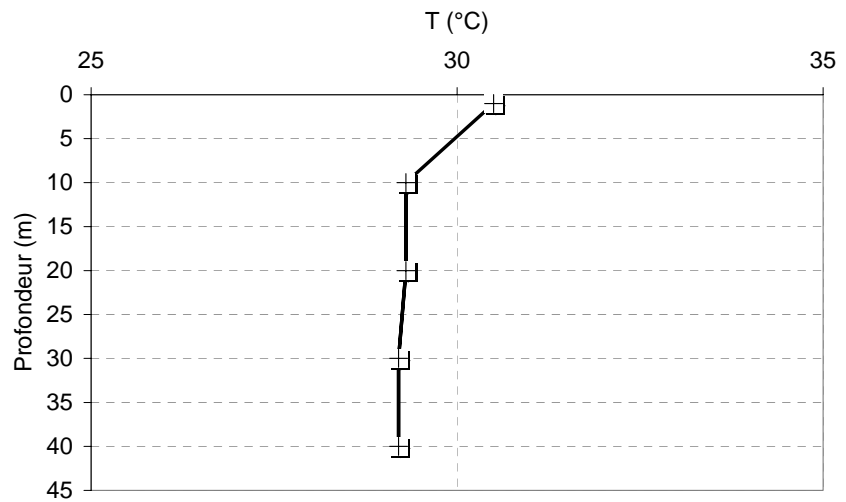


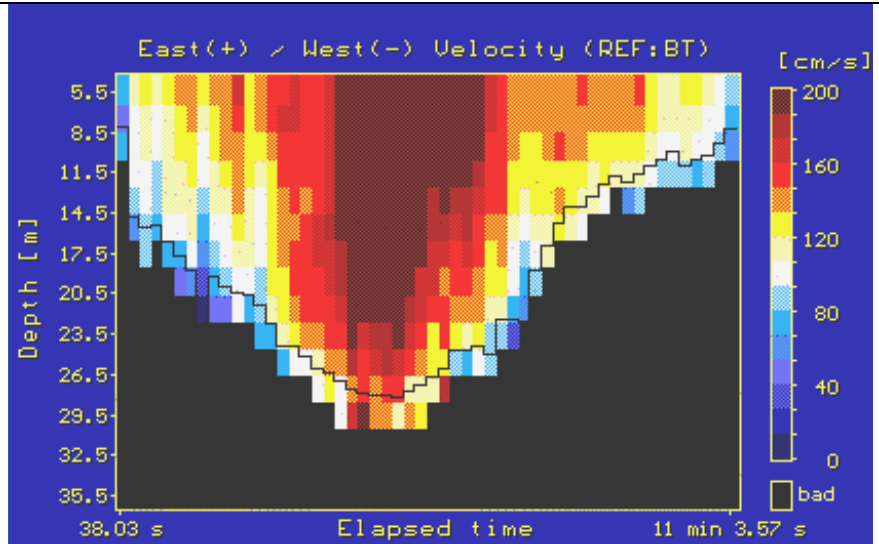
Figure 4.06 : Résultats obtenus à la section de Paricatuba sur le Rio Negro au cours d'une campagne réalisée en période de basses eaux (mars 1995).

Rio Madeira à Fazenda Vista Alegre [18/04/1998, $Q = 44\ 830\ m^3s^{-1}$]

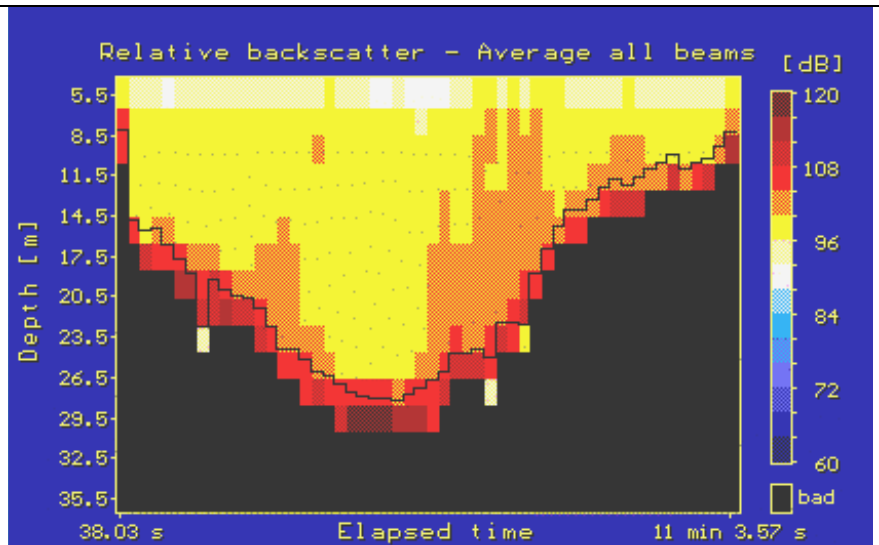
A. Trajectoire du bateau, direction et intensité du courant



B. Profil de vitesse ($cm.s^{-1}$)

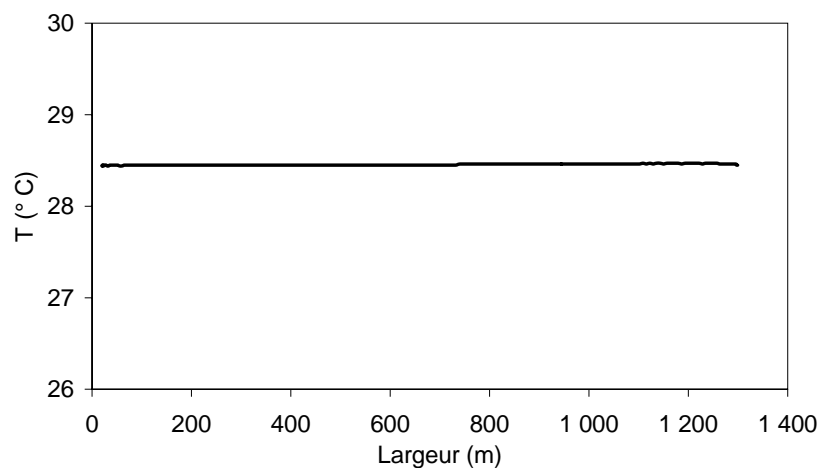


C. Profil d'intensité (dB)



Rio Madeira à Fazenda Vista Alegre [18/04/1998, $Q = 44\,830\text{ m}^3\text{s}^{-1}$]

D. Température (°C) vs.
Largeur (m)



E. Température (°C) vs
Profondeur (m)

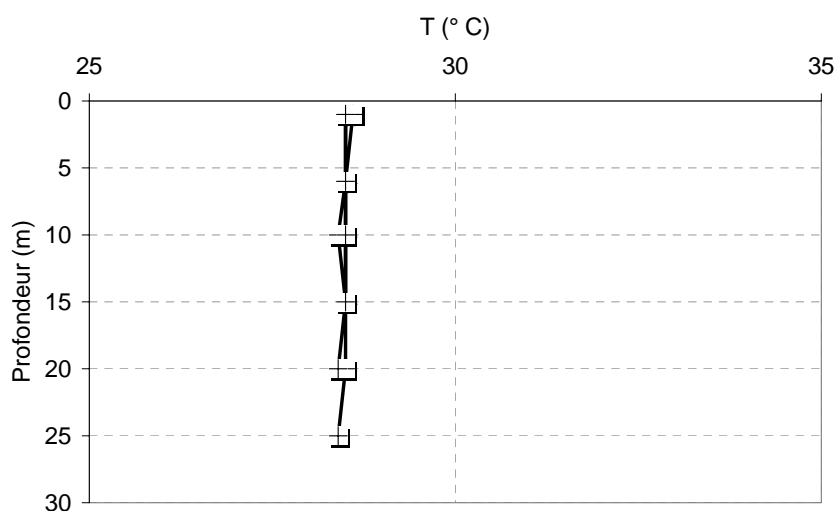


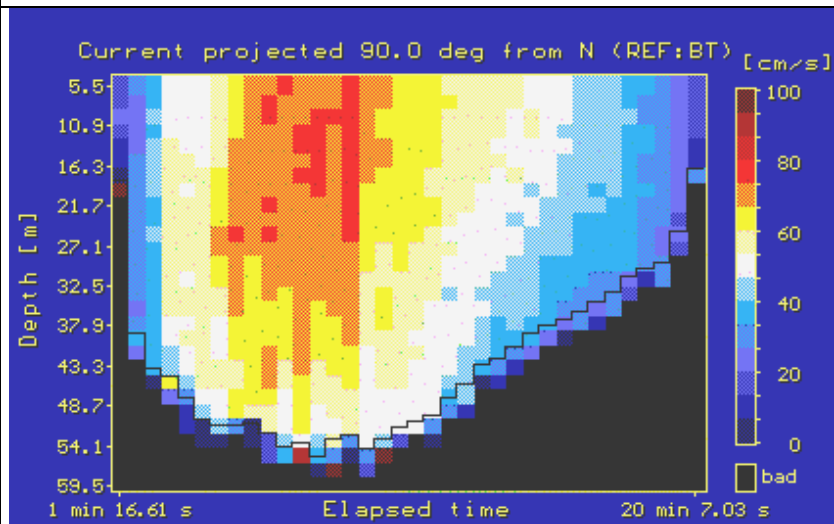
Figure 4.07 : Résultats obtenus à la section de Fazenda Vista Alegre sur le Rio Madeira au cours d'une campagne réalisée en période de hautes eaux (avril 1998).

Rio Amazonas à Óbidos [04/10/1998, $Q = 98\,690\text{ m}^3\text{s}^{-1}$]

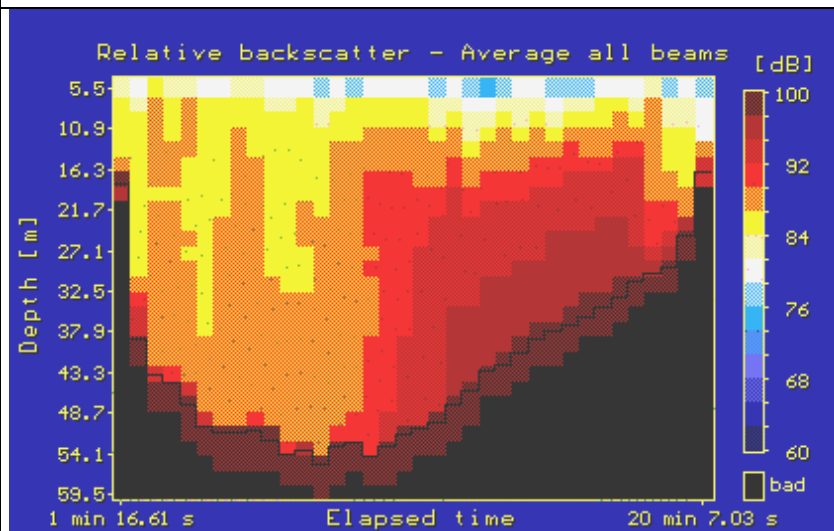
A. Trajectoire du bateau, direction et intensité du courant



B. Profil de vitesse (cm.s⁻¹)
1)

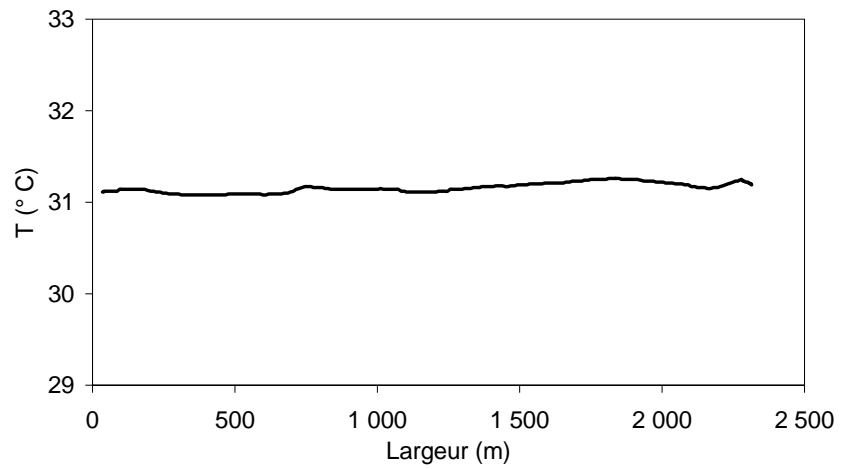


C. Profil d'intensité (dB)



Rio Amazonas à Óbidos [04/10/1998, $Q = 98\,690\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$]

D. Température (°C) vs.
Largeur (m)



E. Température (°C) vs
Profondeur (m)

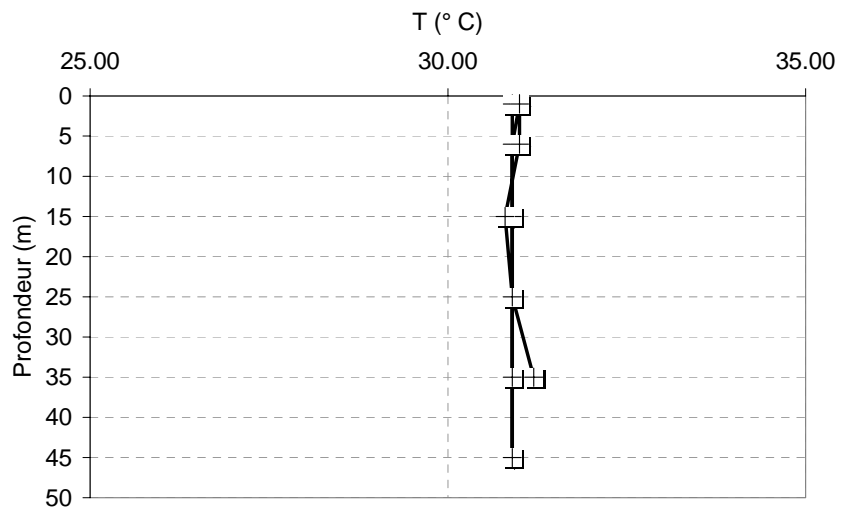


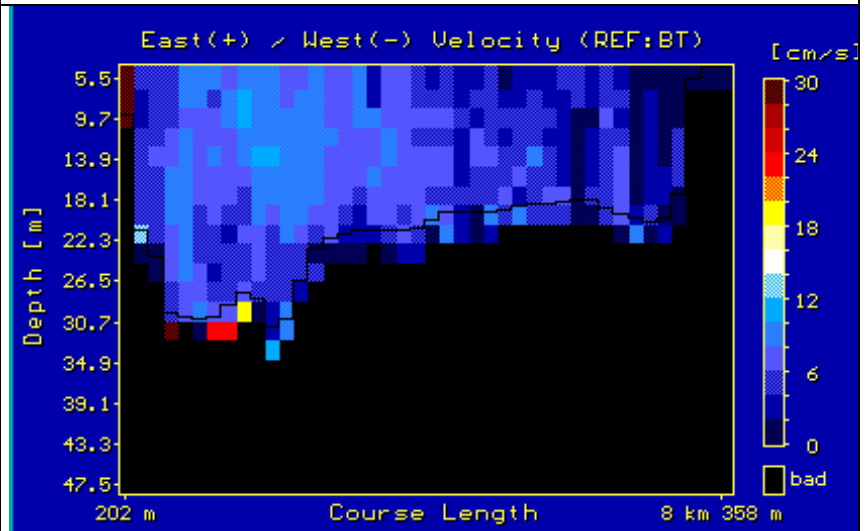
Figure 4.08 : Résultats obtenus à la section de Óbidos sur le Rio Amazonas au cours d'une campagne réalisée en basses eaux (octobre 1998).

Rio Tapajós à Alter do Chão [05/05/1998, $Q = 11\ 050\ m^3\ s^{-1}$]

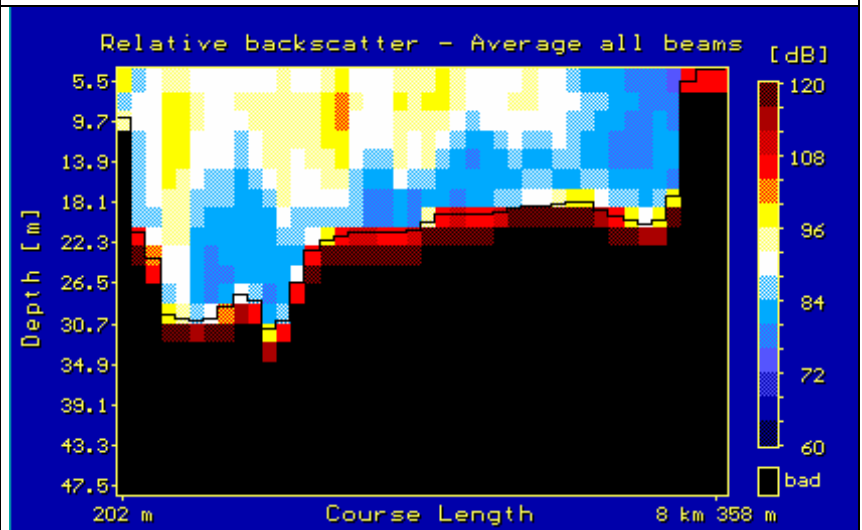
A. Trajectoire du bateau, direction et intensité du courant



B. Profil de vitesse ($cm.s^{-1}$)

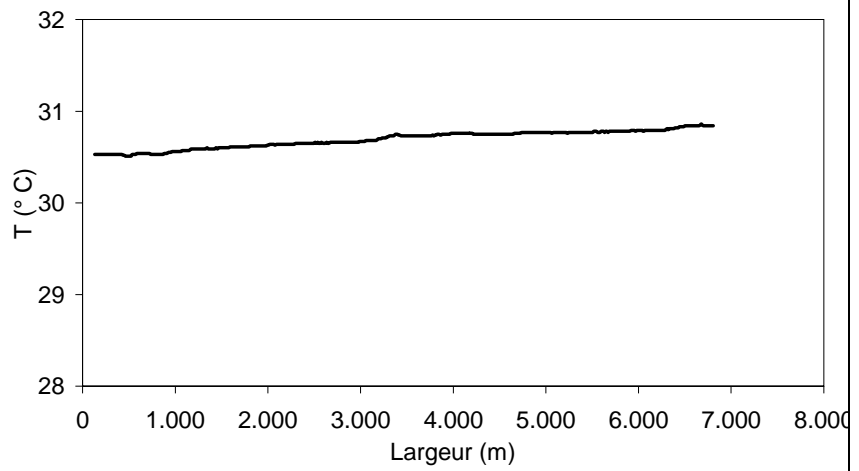


C. Profil d'intensité (dB)



Rio Tapajós à Alter do Chão [05/05/1998, $Q = 11\ 050\ m^3\ s^{-1}$]

D. Température (°C) vs.
Largeur (m)



E. Température (°C) vs
Profondeur (m)

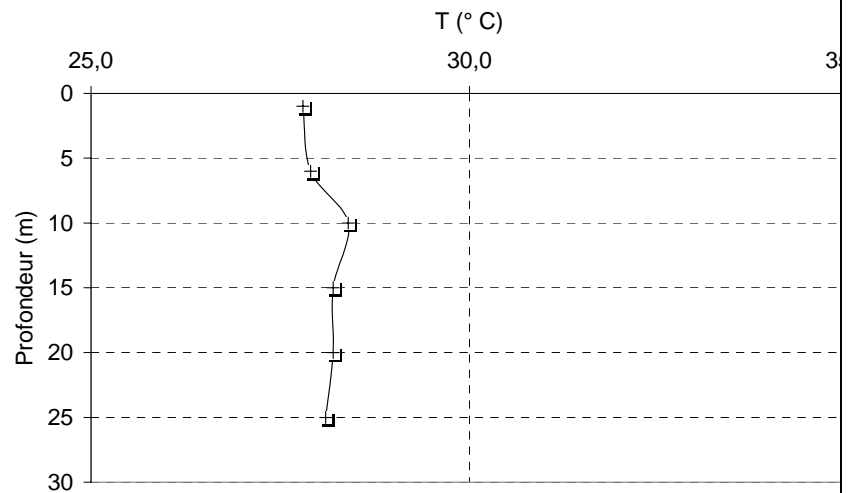


Figure 4.09 : Résultats obtenus à la section de Alter do Chão sur le Rio Tapajós au cours d'une campagne réalisée en moyennes eaux (mai 1998).

La station de Alter do Chão sur le Rio Tapajós, comme Paricatuba sur le Rio Negro, n'est pas, une station du réseau hydrométrique national. Du fait de la difficulté d'accès par voie terrestre à la station de référence de Itaituba, des mesures ont été systématiquement effectuées à Alter do Chão, lors des campagnes bateau HYBAM. Le 05/05/1998, le débit jaugé était de $11\,050\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$ pour une section d'environ 8.5 km de large. Une telle largeur est due au « ria-lac » du bas Tapajós à proximité de l'estuaire avec l'Amazone. La section étudiée est localisée sur un resserrement du cours d'eau, qui peut atteindre localement 15 km de large, à l'aval de la localité de Alter do Chão, et située environ 60 km à l'amont de Santarém. La direction préférentielle des lignes de courant correspond à l'axe du drainage orienté SO-NE (Figure 4.09 A). Les vitesses mesurées en surface sont très faibles et varient de 0 à $0,2\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Le graphique des intensités montre une augmentation du signal « backscatter » vers la surface, contrairement aux observations des autres fleuves (Figure 4.09 C), et traduisant de plus fortes teneurs en MES à proximité de la surface du cours d'eau. Ce phénomène pourrait être expliqué par la présence importante de plancton dans ce genre de « ria-lac » à certaines périodes de l'année (communication personnelle Patrick Seyler), qui devient détectable du fait des faibles teneurs en MES mesurées sur le Rio Tapajós. Le même phénomène peut être observé sur le Rio Negro à certaines époques du cycle hydrologique. Les données de température (Figures 4.09 D et E) montrent une augmentation de $0,5^\circ\text{C}$ de la température en dessous de 10 m, phénomène comparable à celui observé sur le Rio Negro, mais en sens inverse, ie des températures plus basses près de la surface, compte tenu de la saison.

4.3. DISTRIBUTION DES MATIERES EN SUSPENSION (MES) DANS LES SECTIONS

La banque de données des campagnes HYBAM relative aux concentrations en matières en suspension (MES) permet de tracer les graphiques $\text{MES} = f(\text{profondeur d'échantillonnage})$ pour toutes les verticales de l'ensemble des campagnes aux stations représentatives. L'analyse de ces graphiques montre clairement la distribution verticale des MES dans la section. Pour la discussion, trois groupes de données ont été identifiés :

- le premier groupe correspond aux valeurs moyennes de MES observées à proximité de la surface,
- le second est composé des valeurs moyennes de MES collectées sur toute la section, de la surface au fond du fleuve
- et le troisième groupe correspond aux valeurs moyennes de MES collectées près du fond.

Les résultats obtenus seront détaillés ci-après pour chacune des stations représentatives (Tableau 4.01), à partir des données des campagnes réalisées de 1995 à 1998.

La station de **Itapéua sur le Rio Solimões** (Figure 4.10) présente une variabilité verticale des concentrations de MES apparemment plus forte lors de la montée des eaux (de mars à juin), que lors de la décrue (de juillet à novembre). Le rapport des concentrations moyennes entre le fond et la surface est de 2 sur l'ensemble des observations, mais avec un maximum de 2.8 en crue et un minimum de 1.7 en basses eaux. Les concentrations observées en surface varient de 100 à 150 mg.l^{-1} alors qu'en profondeur, elles peuvent atteindre 400 mg.l^{-1} .

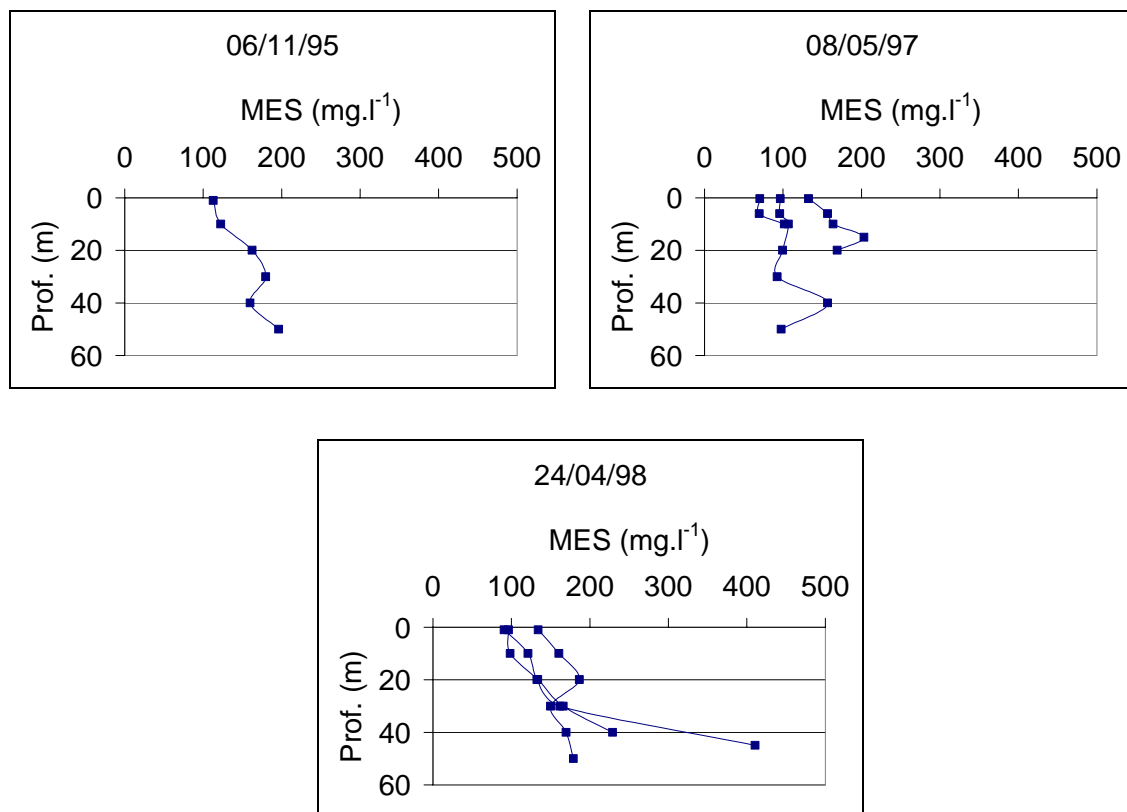


Figure 4.10 : MES vs. profondeur à la section de Itapéua sur le Rio Solimões
Campagnes HYBAM, 1995-1998.

Pour la station de **Arumã Jusante sur le Rio Purus** (Figure 4.11), la distribution verticale des concentrations en MES est variable au cours du cycle hydrologique. Le rapport entre les concentrations moyennes du fond et celles de la surface est de 3.1 en période de crue (de mars à avril), pour une moyenne annuelle voisine de 1.6. Les teneurs en MES varient donc verticalement de 30 à 250 mg.l^{-1} en période de montée de crue, et de 50 à 90 mg.l^{-1} lors des

autres périodes du cycle hydrologique. Les concentrations en surface sont plus stables, avec des valeurs de 30 à 90 mg.l⁻¹ en crue, et de 40 à 50 mg.l⁻¹ le reste de l'année.

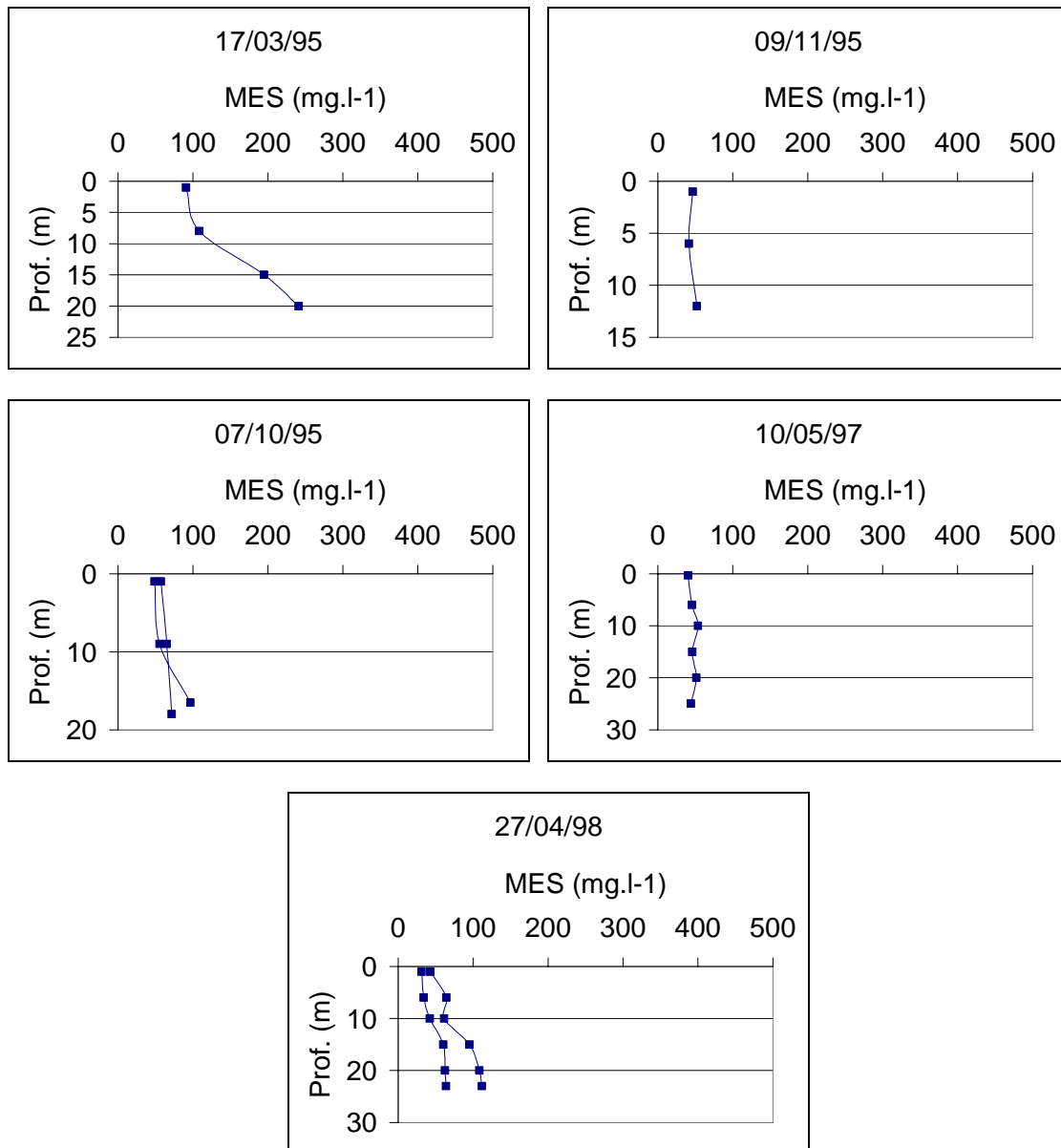


Figure 4.11 : MES vs. profondeur à la section de Arumã Jusante sur le Rio Purús
Campagnes HYBAM, 1995-1998.

La section de **Manacapuru sur le Rio Solimões** (Figure 4.12) présente une variabilité verticale des teneurs en MES plus forte lors de la montée des eaux (de mars à juin) que lors de la décrue ou de l'étiage (de juillet à novembre). Pendant cette période de basses eaux, les profils verticaux sont rectilignes traduisant des teneurs assez constantes sur les différentes

verticales de la section, variant de 20 à 100 mg.l⁻¹ en surface et de 80 à 150 mg.l⁻¹ en profondeur. En période de crue, les concentrations en MES sont beaucoup plus élevées, et varient de 50 à 200 mg.l⁻¹ en surface et de 250 à 800 mg.l⁻¹ en profondeur. Le rapport entre les concentrations moyennes de fond et celle de surface est de 6.7 en période de crue, et de 3.2 en basses eaux, pour une valeur moyenne pour l'ensemble des campagnes de 4.9.

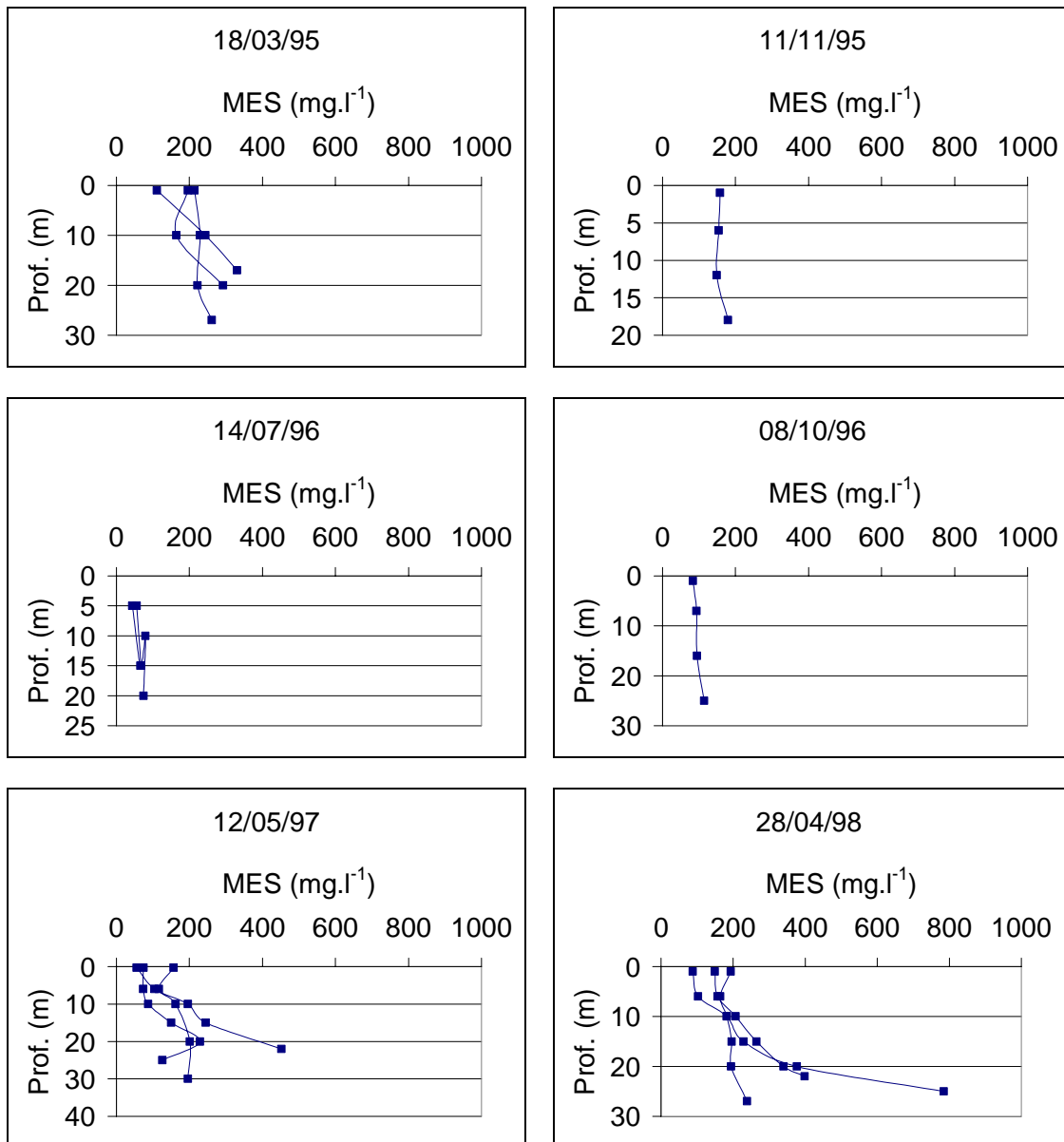


Figure 4.12 MES vs. profondeur à la section de Manacapuru sur le Rio Solimões
Campagnes HYBAM, 1995-1998.

Le **Rio Negro à Paricatuba** (Figure 4.13) montre des profils verticaux de MES pratiquement rectilignes, caractérisés par de très faibles concentrations tout au long de l'année : 7 mg.l^{-1} en moyenne. Le rapport moyen entre MES de fond et MES de surface est inférieur à 2. Le poids des erreurs analytiques de la chaîne « filtration – pesée » sur ces faibles concentrations peut expliquer également une grande partie de la variabilité des MES observée.

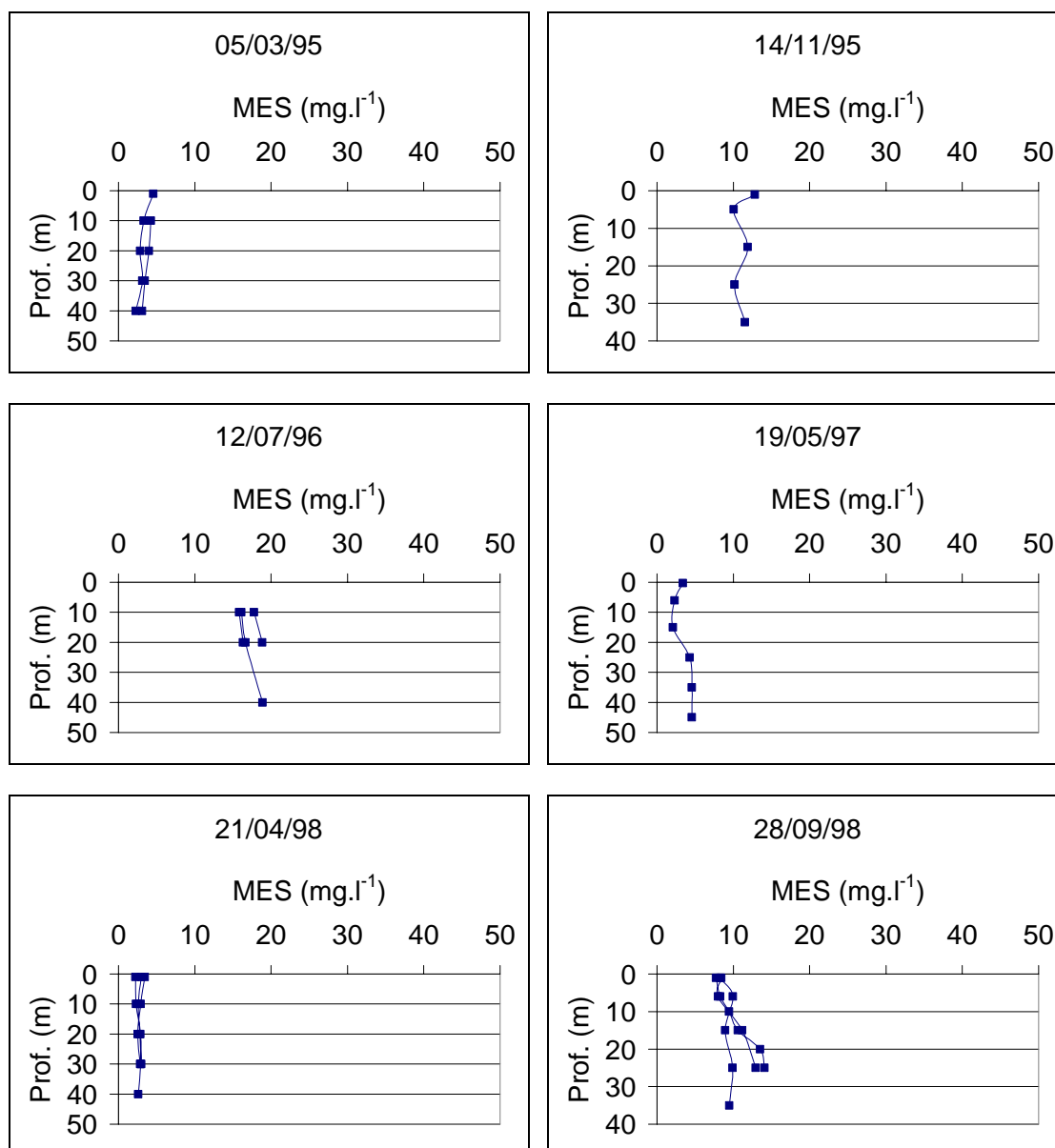


Figure 4.13 : MES vs. profondeur à la section de Paricatuba sur le Rio Negro
Campagnes HYBAM, 1995-1998.

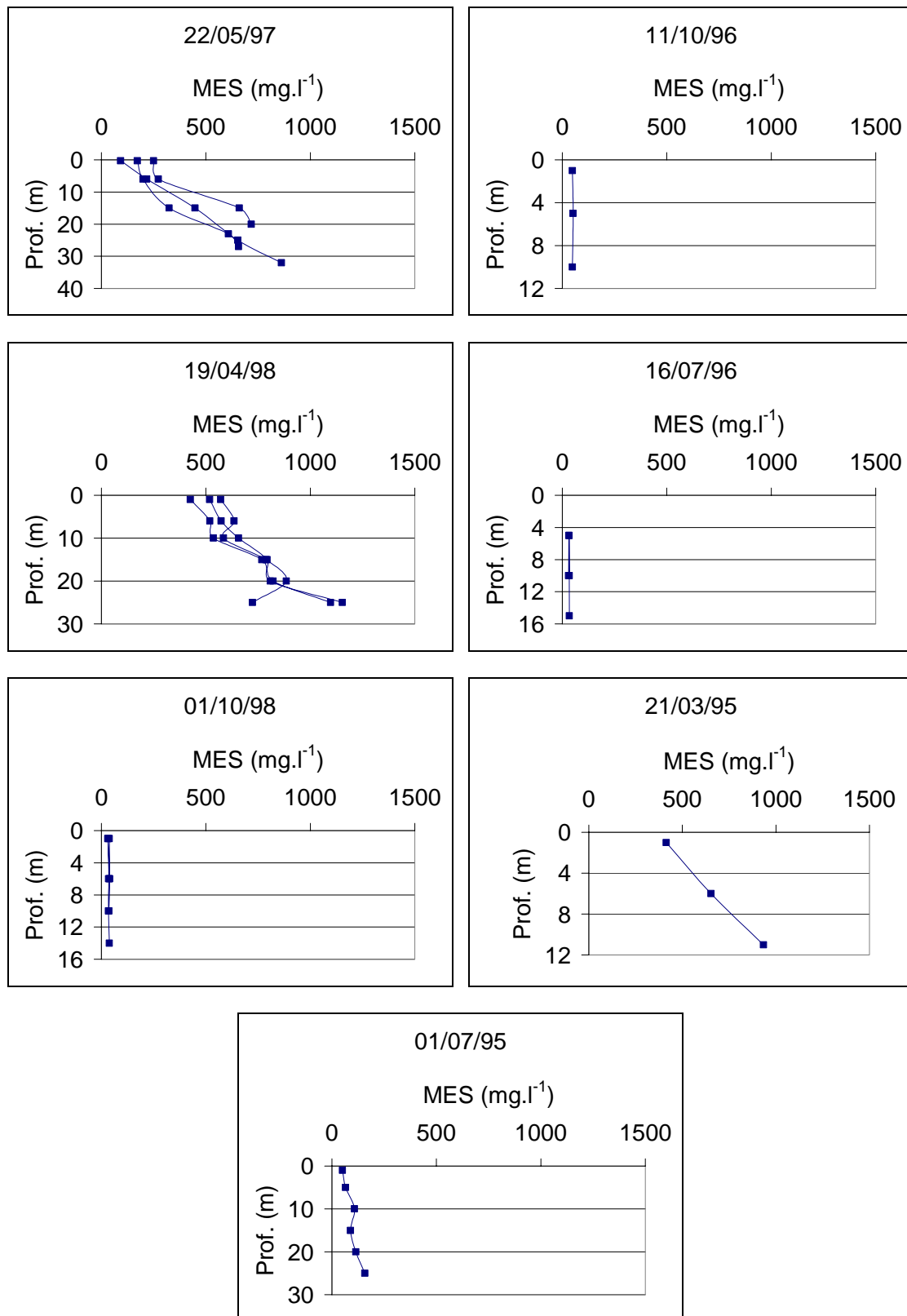


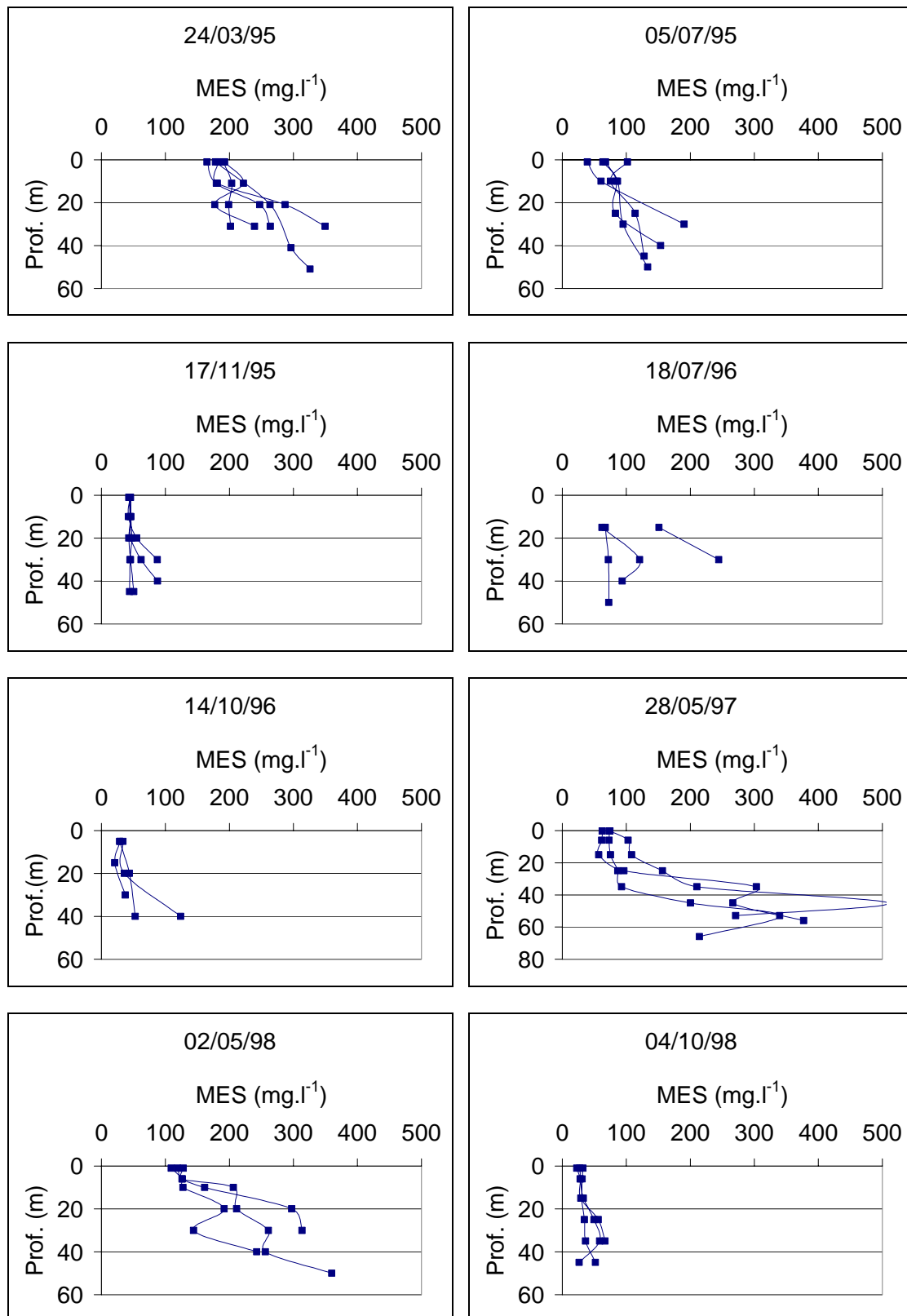
Figure 4.14 : MES vs. profondeur à la section de l'embouchure (Foz) sur le Rio Madeira
Campagnes HYBAM, 1995-1998.

Pour la station située au niveau de **l'embouchure (Foz) du Rio Madeira** (Figure 4.14), la distribution des MES dans la section est comparable à celles de Manacapuru, avec un fort gradient vertical des concentrations en période de crue (de mars à avril). En dehors de la période de crue, les concentrations demeurent faibles et homogènes dans la section.

Les concentrations en MES de surface varient de 20 à 50 mg.l⁻¹ en basses eaux, alors qu'elles dépassent les 500 mg.l⁻¹ en crue. En profondeur, ces valeurs oscillent de 30 mg.l⁻¹ (basses eaux) à 1000 mg.l⁻¹ (hautes eaux). Le rapport entre les concentrations moyennes de fond et celle de surface est de 2.5 en période de crue, et de 1.2 en basses eaux, pour une valeur moyenne pour l'ensemble des campagnes de 1.6.

Pour **l'Amazone à Óbidos** (Figure 4.15), la distribution des MES présente une grande variabilité verticale des concentrations. Ces variations sont plus importantes en période de montée de crue (de mars à mai). En période de décrue et de basses eaux (de juillet à novembre), cette variabilité verticale est beaucoup plus faible, et l'augmentation des teneurs vers le fond n'est pas toujours observée, contrairement aux observations antérieures (Meade et al., 1979 ; Meade, 1985). Lors de la montée de crue, les concentrations en MES varient de 100 à 200 mg.l⁻¹ en surface, et de 300 à 500 mg.l⁻¹ en profondeur. En période de basses eaux (octobre - novembre), la distribution verticale des MES est quasiment uniforme, avec des valeurs faibles tant en surface qu'en profondeur, et ne dépassant pas les 100 mg.l⁻¹. Pour l'ensemble des campagnes, les concentrations près du fond sont en moyenne 4.4 fois plus élevées que celles observées en surface, alors que ce rapport varie de 4.3 en décrue à 4.8 en montée de crue.

Les observations du **Rio Tapajós à Alter do Chão** (Figure 4.16) sont similaires à celles du Rio Negro à Paricatuba. La distribution des MES dans la section est caractérisée par une faible variabilité verticale des teneurs, et des concentrations toujours faibles. Comme pour le Rio Negro, la concentration moyenne est voisine de 7 mg.l⁻¹, et de nombreuses valeurs étaient proches des limites de détermination des MES par « filtration – pesée ». Le rapport moyen entre MES de fond et MES de surface est également inférieur à 2.



*Figure 4.15 : MES vs. profondeur à la section de Óbidos sur le Rio Amazonas
Campagnes HYBAM, 1995-1998.*

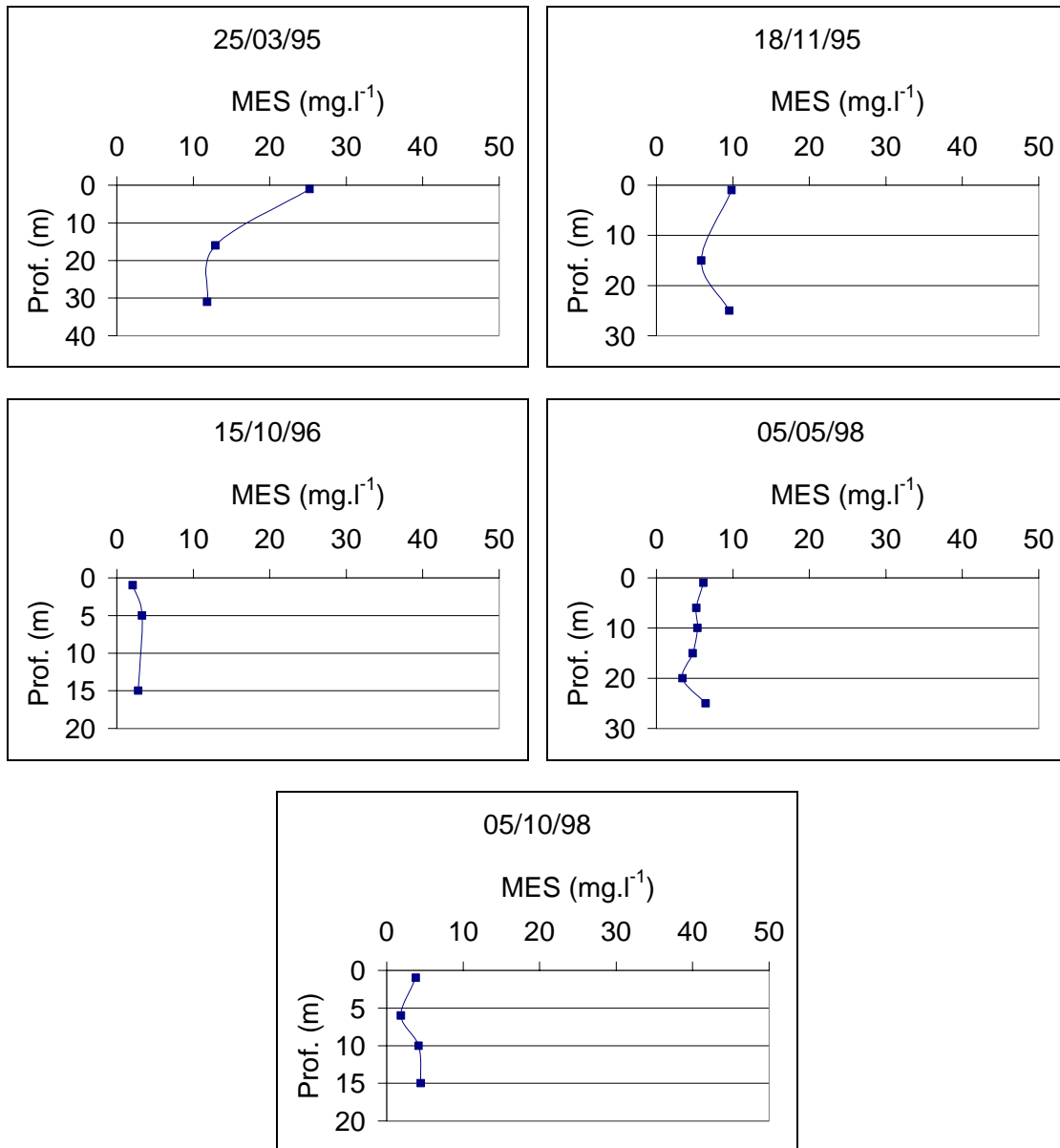


Figure 4.16 : MES vs. profondeur à la section de Alter do Chão sur le Rio Tapajós
Campagnes HYBAM, 1995-1998.

4.4. INFLUENCE DE LA TAILLE DES MES SUR LEUR DISTRIBUTION DANS LA SECTION

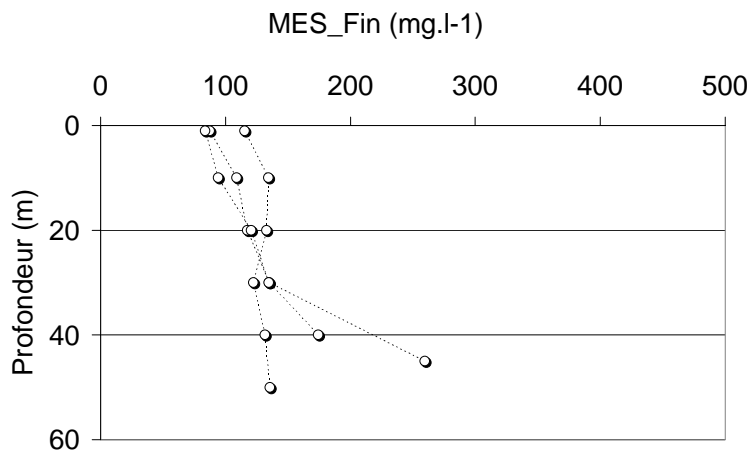
De 1995 à 1996, seules les matières en suspension totale ont été déterminées sur les échantillons. A partir de 1997, la préfiltration sur tamis de 63 μm des échantillons collectés, a permis de séparer les particules grossières (sables $> 63 \mu\text{m}$) des particules fines (silts et argiles). Les résultats obtenus sur les campagnes à partir de 1997 ont donc permis de comparer la distribution verticale des MES dans la section en fonction de leur taille, fines ou grossières, et de les comparer avec les concentrations totales.

Les résultats présentés, portant sur les périodes de hautes eaux, montrent une forte variabilité verticale du matériel grossier, et le rapport entre les concentrations de fond et de surface est en général 6 fois supérieur à celui observé pour les particules fines. Pour les fleuves d'origine andine (rios Solimões, Madeira et Amazonas), il existe un gradient vertical positif des concentrations en MES grossières (Figures 4.17, 4.19, 4.21 et 4.22). Bien que présentant généralement une distribution verticale plus homogène, un fort gradient des MES fines peut également être observé, comme pour le Rio Madeira (Figure 4.21). Les concentrations des échantillons proches du fond ne sont pas toujours les plus fortes, et la teneur relative en particules grossières semble jouer un rôle sur cette distribution (Figure 4.22). Les fleuves issus des boucliers (rios Negro et Tapajós), à faible concentration en MES, ne montrent aucun gradient vertical de concentration, quelle que soit la taille des particules (Figures 4.20 et 4.23). Le Rio Purús, issu des reliefs de l'avant pays andin, présente une distribution verticale intermédiaire (Figure 4.18).

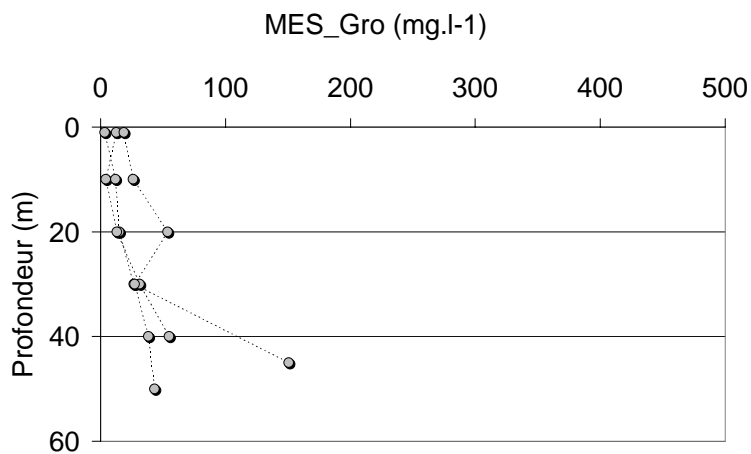
Après séparation des MES fines et grossières, le poids relatif de chacune des fractions sur les MES totales a pu être déterminé. Pour l'ensemble des sections étudiées, et toutes périodes confondues, le matériel grossier ($> 63 \mu\text{m}$) représente 14% environ de la charge totale et 86% pour le matériel fin (silt et argile). En détaillant ce pourcentage pour chacune des sections représentatives (Figure 4.24), des tendances différentes sont observées le long de ces principaux cours d'eau.

Rio Solimões à Itapéua le 24/04/1998

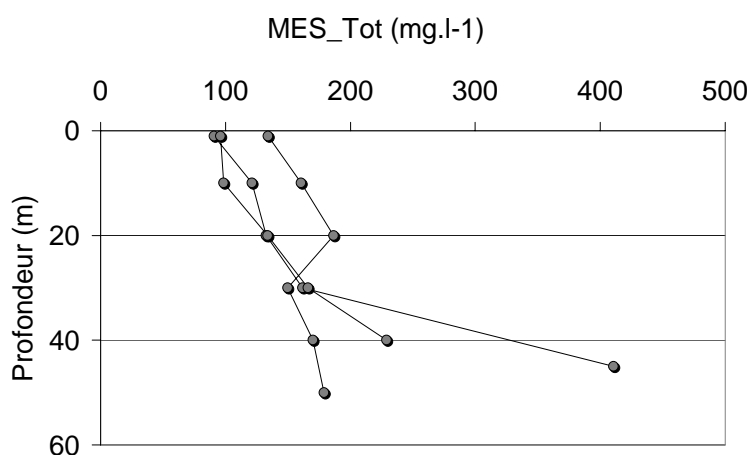
A



B

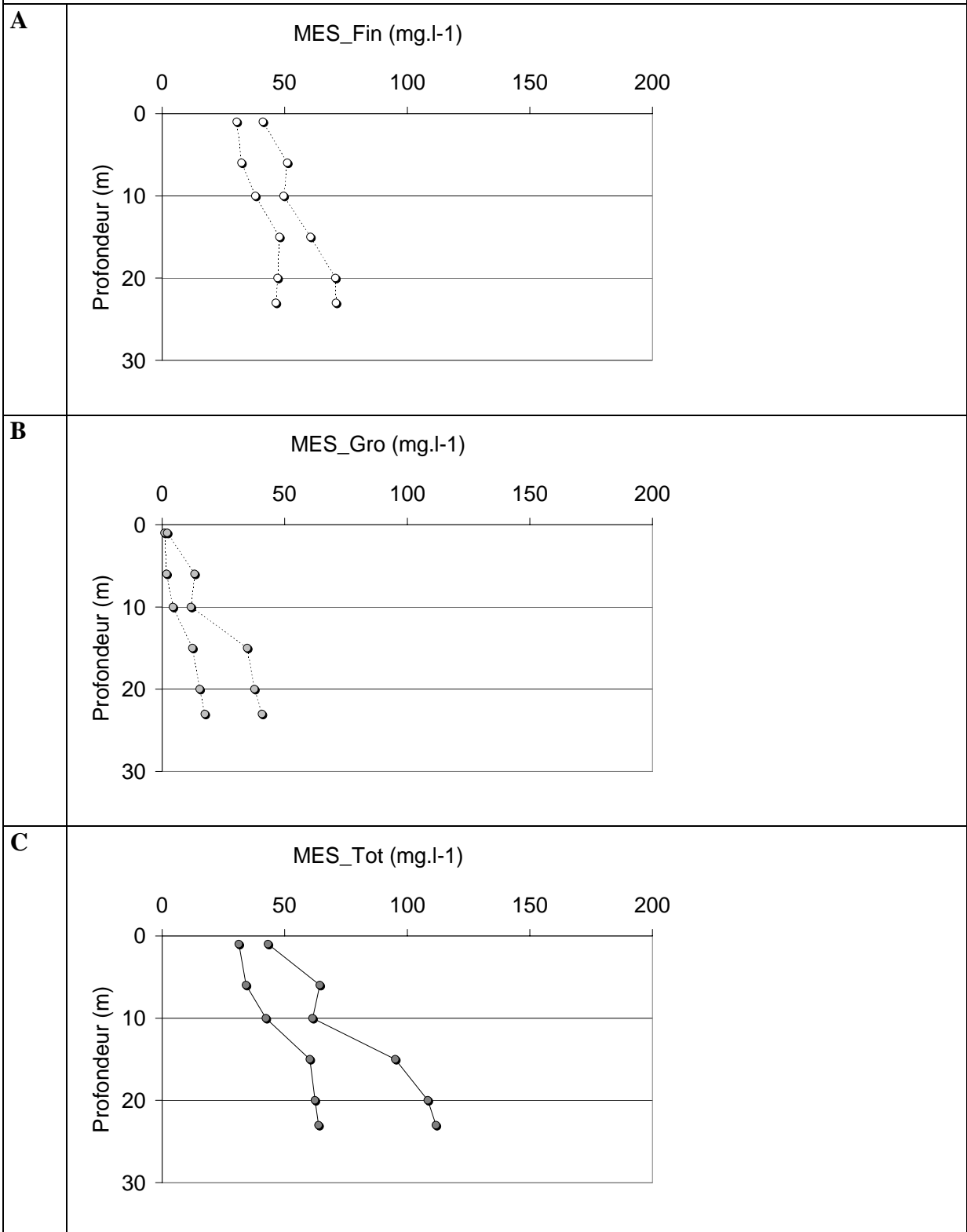


C



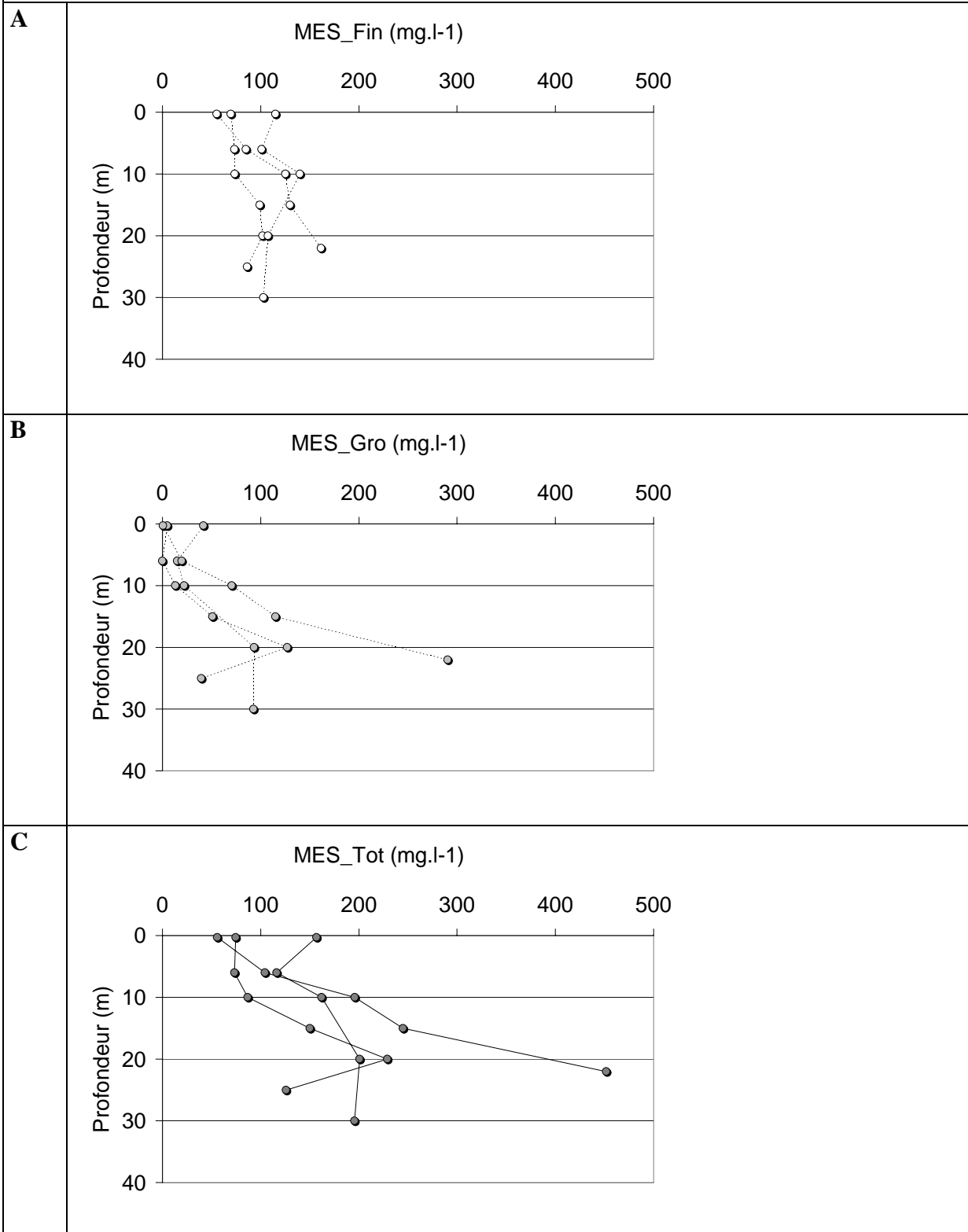
*Figure 4.17 : MES fines, grossières et totales vs. Profondeur
Section de Itapéua sur le Rio Solimões (avril 1998)*

Rio Purús à Arumã Jusante le 27/04/1998



*Figure 4.18 : MES fines, grossières et totales vs. Profondeur
Section de Arumã Jusante sur le Rio Purús (avril 1998)*

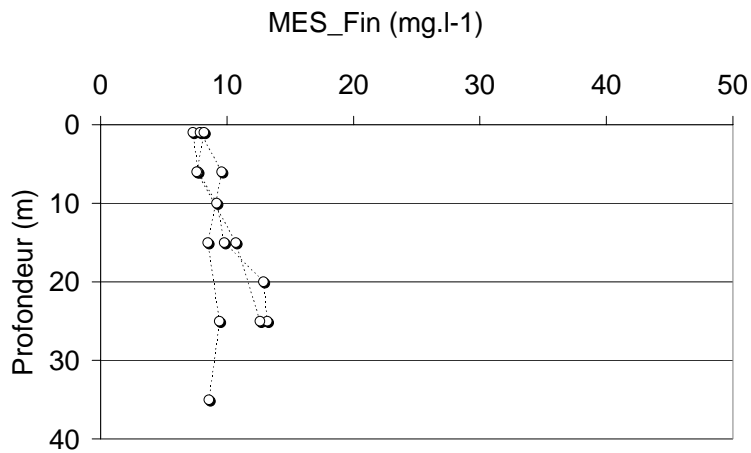
Rio Solimões à Manacapuru le 12/05/1997



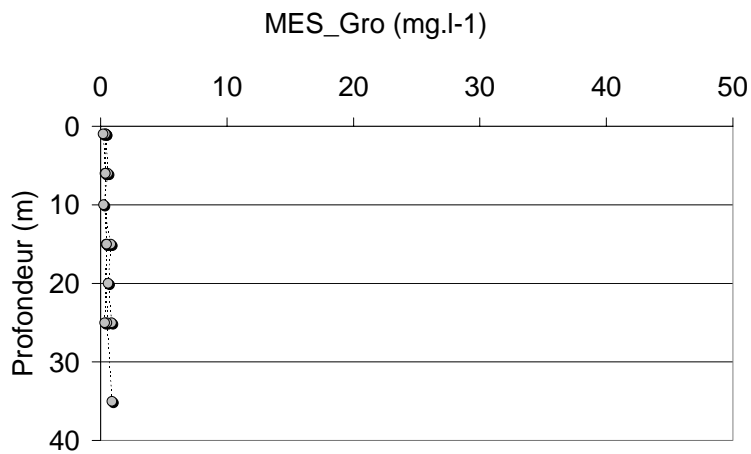
*Figure 4.19 : MES fines, grossières et totales vs. Profondeur
Section de Manacapuru sur le Rio Solimões (mai 1997)*

Rio Negro à Paricatuba le 28/09/1998

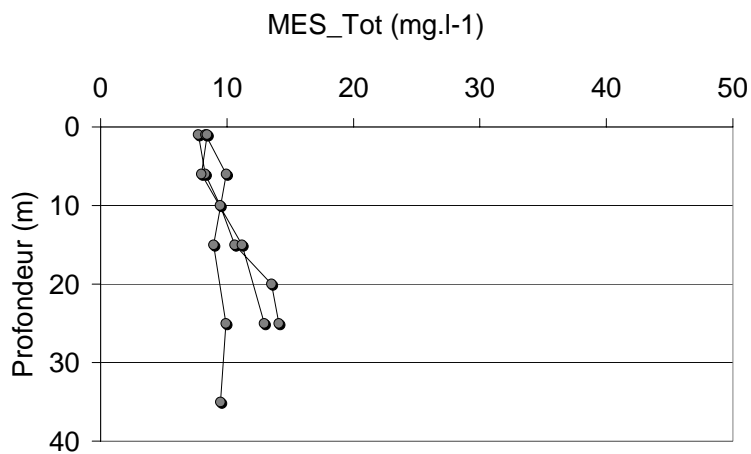
A



B

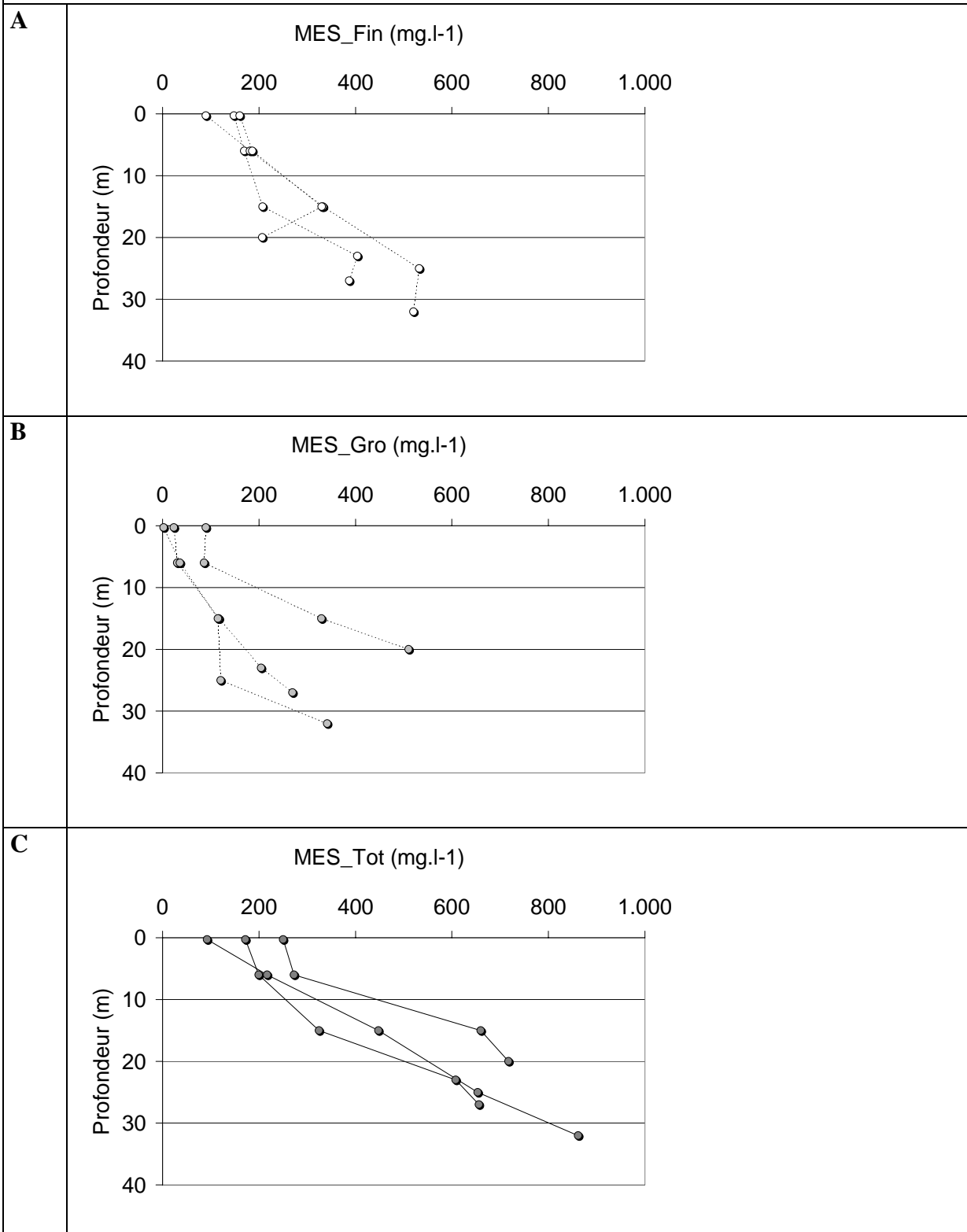


C



*Figure 4.20 : MES fines, grossières et totales vs. Profondeur
Section de Paricatuba sur le Rio Negro (septembre 1998)*

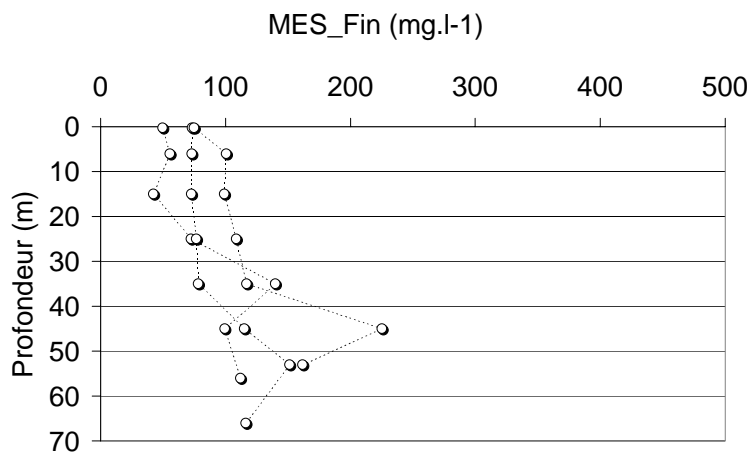
Rio Madeira à Fazenda Vista Alegre le 22/05/1997



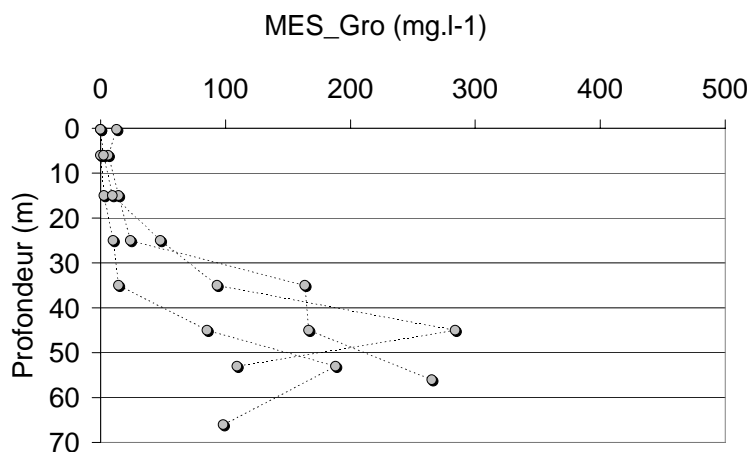
*Figure 4.21 : MES fines, grossières et totales vs. Profondeur
Section de Fazenda Vista Alegre sur le Rio Madeira (mai 1997)*

Rio Amazonas à Óbidos le 28/05/1997

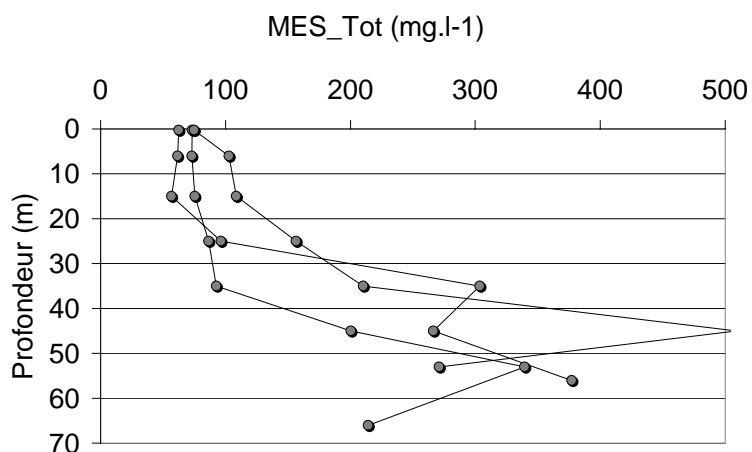
A



B

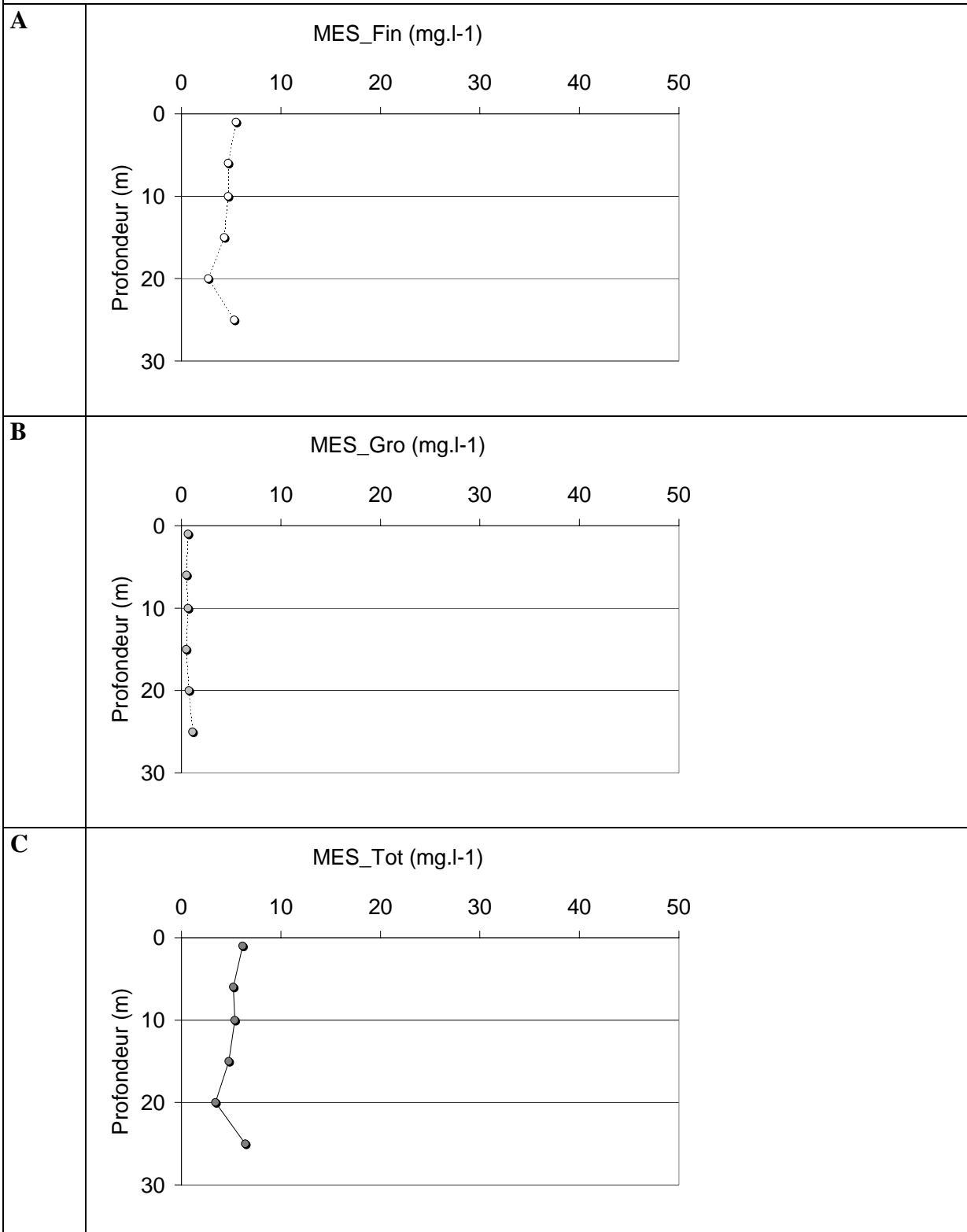


C



*Figure 4.22 : MES fines, grossières et totales vs. Profondeur
Section de Óbidos sur le Rio Amazonas (mai 1997)*

Rio Tapajós à Alter do Chão le 05/05/1998



*Figure 4.23 : MES fines, grossières et totales vs. Profondeur
Section de Alter do Chão sur le Rio Tapajós (mai 1998)*

Pour les sections du Rio Solimões, les données de la campagne HYBAM réalisée en hautes eaux en 1997 montrent une diminution de l'amont vers l'aval du pourcentage de matériel grossier transporté entre Tabatinga (TAB, 10 à 20%) et l'embouchure du Rio Içá, en passant par São Paulo de Olivença (SPO, < 10%). Ensuite, ce pourcentage remonte un peu, depuis le Rio Içá, Fonte Boa (FBO, 10 à 20%) et jusqu'à Tefé (TEF, > 20%) situé après l'embouchure du Rio Japurá. De Tefé à Itapéua (ITP, 10 à 20%), le pourcentage des sables baisse à nouveau, puis augmente à nouveau à Manacapuru (MAN, > 20%), à l'aval de l'embouchure du Rio Purús. Ce dernier cours d'eau présente à la station de Arumã Jusante (ARJ) un pourcentage d'éléments grossiers significatif (> 20%), qui explique la valeur observée à Manacapuru. Enfin, après les apports successifs des rios Negro et Madeira, l'Amazone à Óbidos (OBI) enregistre à cette époque une proportion de sables > 20%. Cependant, en période de basses eaux, ce pourcentage chute à 9%.

La campagne réalisée en 1998 sur le Rio Negro en hautes eaux montre que pour ce bassin, le pourcentage des MES grossières est pratiquement constant : de 10 à 20% des MES totales, depuis Curicuriari (CUR), en passant par Serrinha (SER) et Moura (MOU), pour diminuer ensuite à Paricatuba (PAR, < 10%), situé à l'aval de l'archipel fluvial des Anavilhanas.

Une campagne réalisée en montée de crue sur le Rio Madeira (en 1998), indique un pourcentage supérieur à 20% de matériel grossier dans les MES totales à Porto Velho. Vers l'aval, ce pourcentage diminue et oscille entre 10 et 20% à Humaitá (HUM), Manicoré (MNI), Fazenda Vista Alegre (FVA) et l'embouchure (Foz) du Rio Madeira (FDM). Enfin, les fleuves issus des boucliers présentent des valeurs de 10 à 20% de matériel grossier dans les MES, comme les rios Trombetas à Oriximiná (ORI) et Tapajos à Alter do Chão (ADC).

Ces pourcentages traduisent les conditions locales de l'écoulement à un moment donné, mais il est intéressant de constater que pour une campagne donnée, le pourcentage des particules grossières a tendance à diminuer de l'amont vers l'aval en l'absence d'apports latéraux. Ce phénomène est observé sur les fleuves d'origine andine (rios Solimões et Madeira), mais aussi sur le Rio Negro.

En calculant une valeur moyenne pour chaque fleuve pour l'ensemble des campagnes, le pourcentage de sable dans les MES permet de distinguer les fleuves d'origine andine (rios Solimões, Amazonas, et Madeira) ou de l'avant pays andin (Rio Purús) avec une valeur de 18%, des fleuves issus des boucliers (rios Negro, Tapajós et Trombetas) dont la moyenne est de 8%. C'est sur le Rio Purús que ce taux de particules grossières dans les MES est le plus élevé pour la période d'étude (Figure 4.25).

La distribution du pourcentage de particules grossières (sables) dans la section augmente avec le débit pour les rios Solimões, Madeira et Amazonas (Figure 4.26). Par contre, cette relation est négative pour le Rio Negro. Pour les fleuves d'origine andine, l'augmentation du débit correspond aussi à l'augmentation du courant, notamment au fond du cours d'eau, qui va mettre en mouvement les particules sableuses. Pour le Rio Negro, les fortes teneurs observées pour les faibles débits peuvent correspondre au développement de plancton en basses eaux.

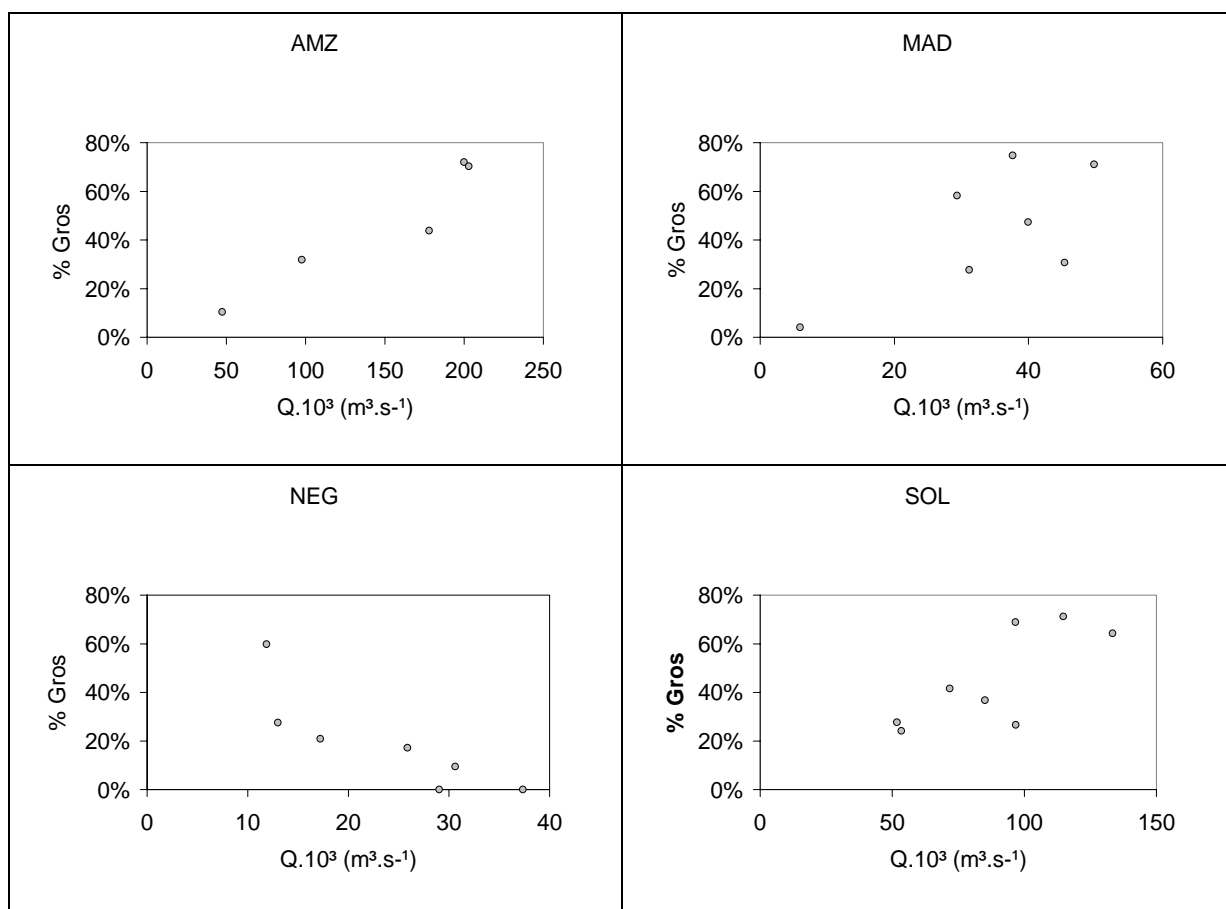
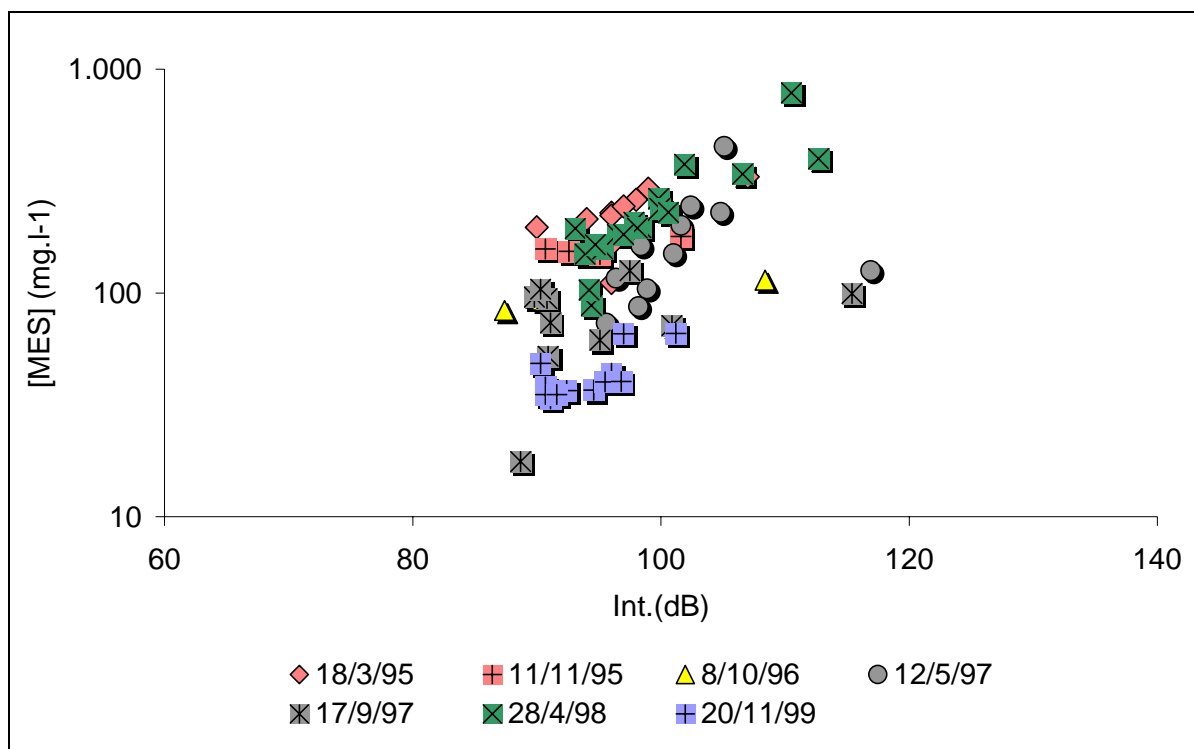


Figure 4.26 : Pourcentage de particules grossières ($Gr > 63 \mu m$) dans les MES vs. Débit.

4.5. RELATION LIANT LES CONCENTRATIONS EN MES AUX INTENSITES DE L'ADCP

Le signal « backscatter » des intensités (en décibels - dB) de l'ADCP présente une distribution dans la section semblable à celle attendue pour les matières en suspension - MES. Aussi, la relation $MES = f(dB)$ a été explorée à partir des résultats des campagnes réalisées de 1995 à 1999, pour l'ensemble des sections représentatives, à différentes époques du cycle hydrologique. Cette relation a tout d'abord été étudiée pour chacune des stations.

Le Rio Solimões à Manacapuru (Figure 4.27) montre une relation linéaire positive, avec une augmentation générale des intensités quand les MES sont plus fortes. Cependant, la dispersion du nuage de points global ne permet pas de caler une corrélation simple entre ces deux paramètres. En discriminant les données des différentes campagnes, il apparaît clairement que la relation $MES = f(dB)$ est variable dans le temps, probablement du fait de la variabilité de la qualité (forme, taille, nature) des MES au cours du cycle hydrologique. Cette variabilité de la qualité des MES peut provenir de conditions hydrodynamiques différentes, d'origine variée des particules, mais aussi de part relative de matière organique dans les MES.



*Figure 4.27 : MES vs. Intensité de l'ADCP, Rio Solimões à Manacapuru
Campagnes HYBAM 1995-1999*

Les données du **Rio Negro à Paricatuba** présentent une grande dispersion, et aucune relation de type $MES = f(dB)$ ne semble exister (Figure 4.28). Cette dispersion peut être expliquée en grande partie par les faibles valeurs de MES observées, et la forte erreur relative liée aux déterminations par « filtration – pesée ». Malgré l'absence apparente de corrélation entre les deux variables, la discrimination des points de chaque campagne permet de mettre en évidence une « stratification » des données, apparemment liée aux conditions hydrologiques. Les observations effectuées en basses eaux correspondent aux plus faibles valeurs de MES (sous la ligne « I »), celles en crue correspondent aux plus fortes valeurs de MES (au dessus de la ligne « II »), et les données de la décrue sont comprises entre ces deux lignes.

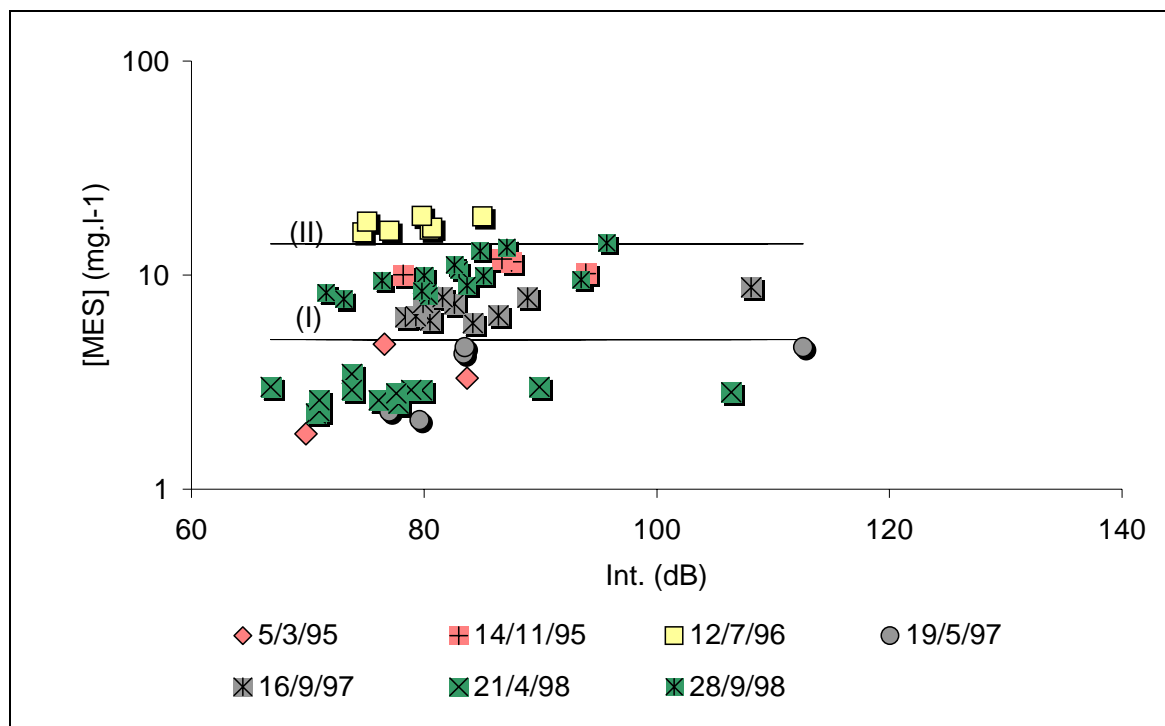


Figure 4.28 : MES vs. Intensité de l'ADCP, Rio Negro à Paricatuba
Campagnes HYBAM 1995-1998

Le Rio Madeira à l'embouchure (Foz) présente un comportement semblable à celui observé sur le Rio Negro, avec une « stratification » nettement marquée en fonction des différentes périodes du cycle hydrologique (Figure 4.29). Un premier nuage de points, situé sous la ligne « I », correspond à des valeurs de MES inférieures à 100 mg.l^{-1} et des intensités de l'ADCP inférieures à 95 dB. Les échantillons de ce nuage correspondent aux campagnes réalisées en étiage et en fin de décrue. Un second nuage s'individualise, au dessus de la ligne « II », avec

des valeurs de MES supérieures à 500 mg.l^{-1} et des intensités supérieures à 95 dB. Les points de ce nuage correspondent aux campagnes réalisées en montée de crue, ou au maximum de la crue du Rio Madeira. Enfin, la zone intermédiaire entre les lignes « I » et « II » correspond aux campagnes réalisées en fin de la période de crue et au début de la décrue. Cette zone de transition entre les deux phases extrêmes du cycle hydrologique du Rio Madeira présente cependant une faible variabilité des valeurs d'intensités de l'ADCP. La « stratification » observée sur le Rio Madeira est plus nette et marquée que sur le Rio Negro. Cette différence de comportement peut s'expliquer par une différence de la qualité des MES transportées par ces deux cours d'eau, notamment la part relative de matière organique particulaire (MOP), qui est plus élevée sur les rios Negro ou Trombetas que sur l'Amazone ou le Rio Solimões d'origine andine (Moreira-Turcq et al., 2003), pour lesquels une signature fossile a été observée (Allard et al., 2002). Enfin, les faibles concentrations en MES observées sur le Rio Negro, peuvent entraîner des problèmes de détection par l'ADCP, et ainsi perturber la relation $\text{MES} = f(\text{dB})$.

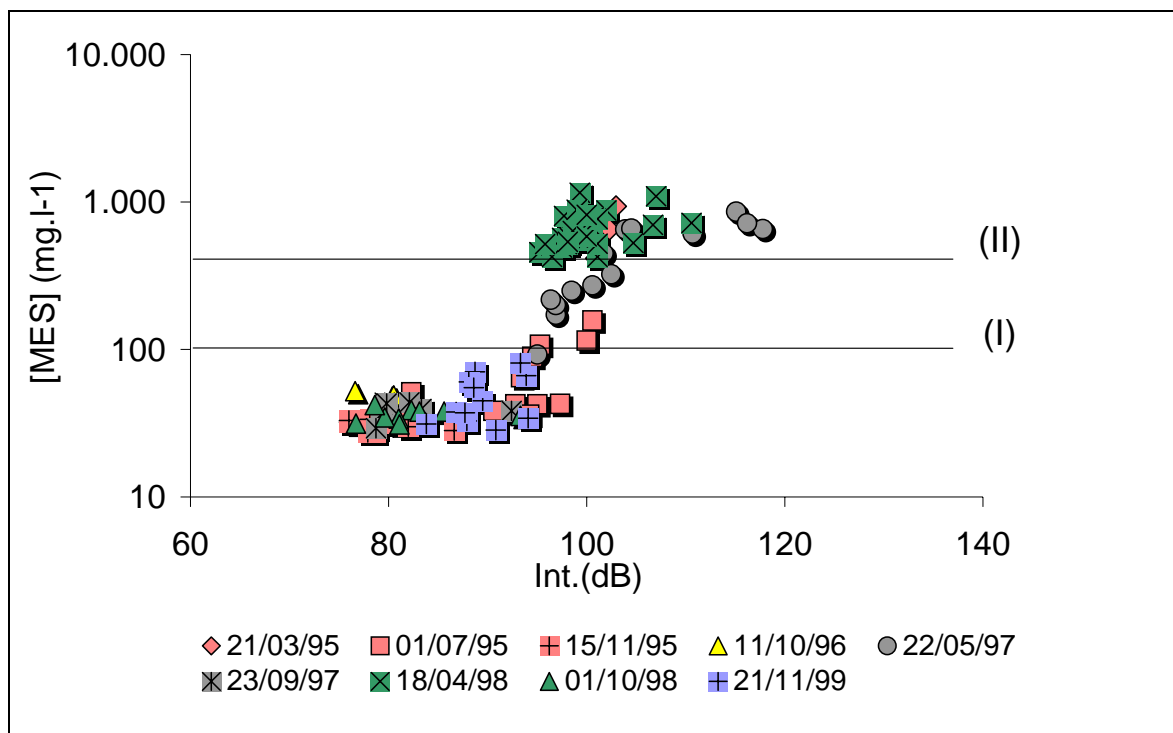
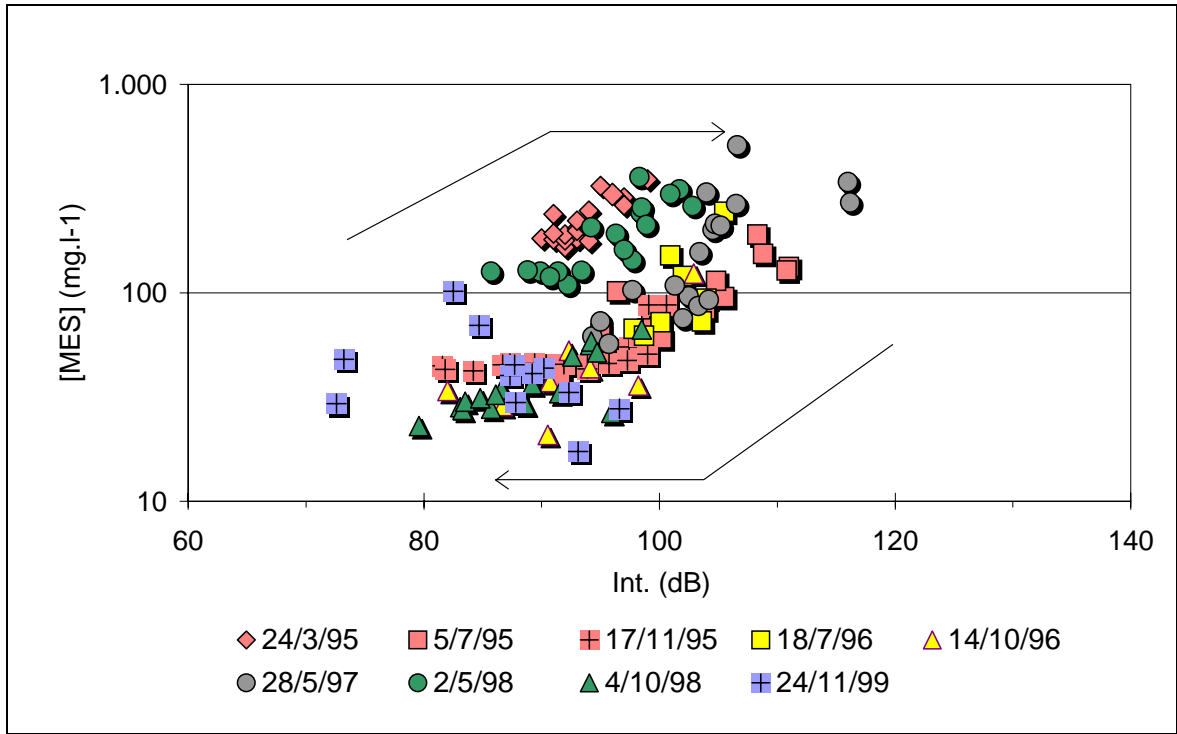


Figure 4.29 : MES vs. Intensité de l'ADCP, Rio Madeira à l'embouchure (Foz)
Campagnes HYBAM 1995-1999

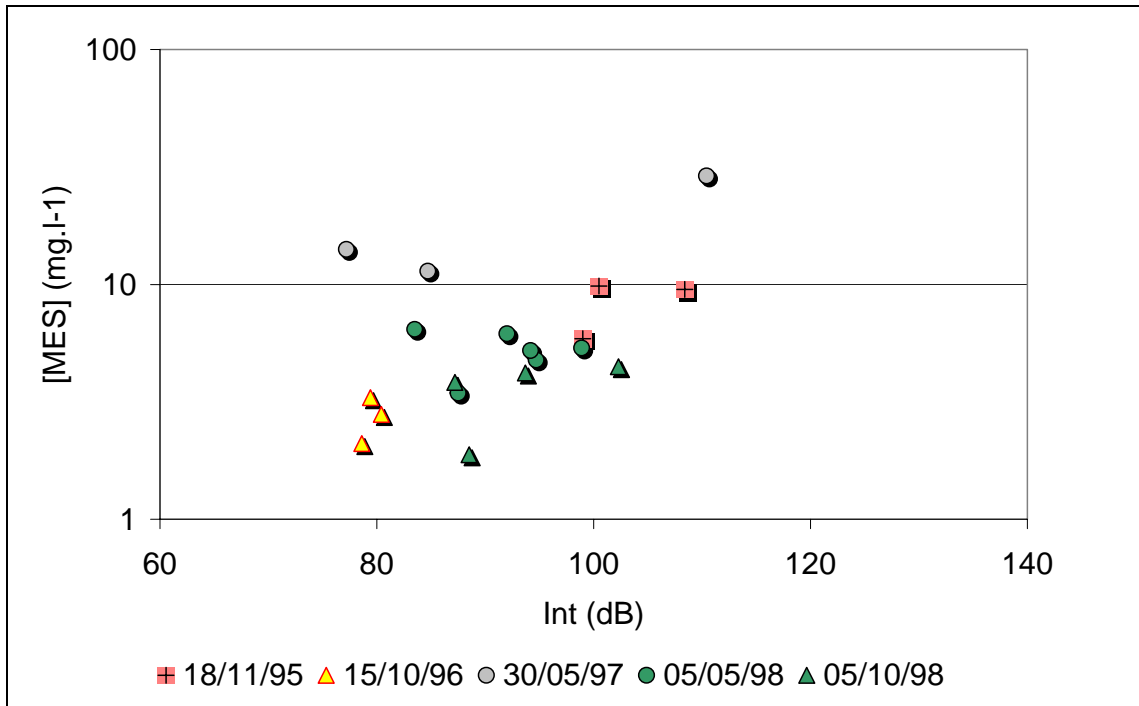
A la station de **Óbidos sur le Rio Amazonas**, la relation $MES = f(\text{dB})$ observée présente un fort hystérésis en forme de « lasso », à révolution dans le sens horaire (Figure 4.30). La discrimination des différentes campagnes permet d'interpréter la grande dispersion des points observée, en fonction du cycle hydrologique. Au cours de la seconde moitié de la montée des eaux, les MES présentent des concentrations supérieures à 100 mg.l^{-1} , et des valeurs d'intensités de l'ADCP comprises entre 90 et 110 dB. Cette phase se termine généralement en juillet, mais peut parfois se poursuivre jusqu'en octobre quand s'initie la période de basses eaux. Ensuite, après le mois de juillet, les concentrations en MES diminuent ($< 100 \text{ mg.l}^{-1}$) et les intensités varient de 80 à 100 dB. Lors des basses eaux, les MES présentent des concentrations inférieures à 100 mg.l^{-1} , alors que lors de la montée de crue (de janvier ou mars, à juillet), la relation $MES = f(\text{dB})$ se situe dans la partie supérieure du nuage de points.

La forme de la relation $MES = f(\text{dB})$ observée à Óbidos paraît être fortement influencée par celle du Rio Madeira, comme le montrent les données de la campagne de mai 1997. A cette époque, le Rio Madeira commence sa décrue alors que le Rio Negro s'approche de son maximum de crue. De même, la période aux plus faibles valeurs observées à Óbidos (en période de décrue), correspond aux basses eaux du Rio Madeira. Aussi, la forme particulière (hystérésis) de la relation $MES = f(\text{dB})$ observée à Óbidos semble être la résultante au cours du cycle hydrologique des différents apports (rios Negro, plus organique ; rio Madeira et Solimões plus minéraux) ayant chacun leur signature « $MES = f(\text{dB})$ » particulière.

Les données du **Rio Tapajós à Alter do Chão** présentent une bonne relation linéaire positive $MES = f(\text{dB})$ malgré une apparente dispersion des points (Figure 4.31). Les concentrations en MES dépassent rarement les 10 mg.l^{-1} , et les intensités ADCP varient de 80 à 110 dB. Il est intéressant de noter qu'avec des concentrations en MES semblables à celles du Rio Negro, les valeurs du signal « backscatter » de l'ADCP sont par contre comparables aux intensités des rios Solimões et Madeira. La relation observée est difficilement interprétable en fonction du cycle hydrologique du fait de l'existence d'un phénomène de barrage hydraulique par l'Amazone, à l'origine du ria-lac du bas Tapajós. La variabilité des niveaux de ce fleuve à Alter do Chão sont plus liés aux niveaux de l'Amazone qu'au débit du Rio Tapajós.



*Figure 4.30 : MES vs. Intensité de l'ADCP, Rio Amazonas à Óbidos
Campagnes HYBAM 1995-1999*



*Figure 4.31 : MES vs. Intensité de l'ADCP, Rio Tapajós à Alter do Chão
Campagnes HYBAM 1995-1998*

En regroupant les données de toutes les stations (Figure 4.32), la relation $MES = f(\text{dB})$ permet de séparer nettement les eaux blanches (fleuves d'origine andine) des eaux noires ou claires (rios Negro et Tapajós). Une relation positive semble exister, mais elle est perturbée par les données des rios Negro et Tapajós, à faible MES et forte intensité ADCP relative (quart inférieur droit du graphique). Cette anomalie pourrait traduire la présence d'un abondant plancton à certaines époques de l'année, et qui serait caractérisé par un forte quantité de matériel particulaire à faible densité. Comme le signal « backscatter » des intensités ADCP est théoriquement proportionnel au volume (RDI, 1989) et les MES sont exprimées en poids, la forte présence de MOP pourrait ainsi entraîner un décalage vers la droite de la relation $MES = f(\text{dB})$, ie fort volume de matières donc signal ADCP fort, mais faible densité donc peu de concentration en MES.

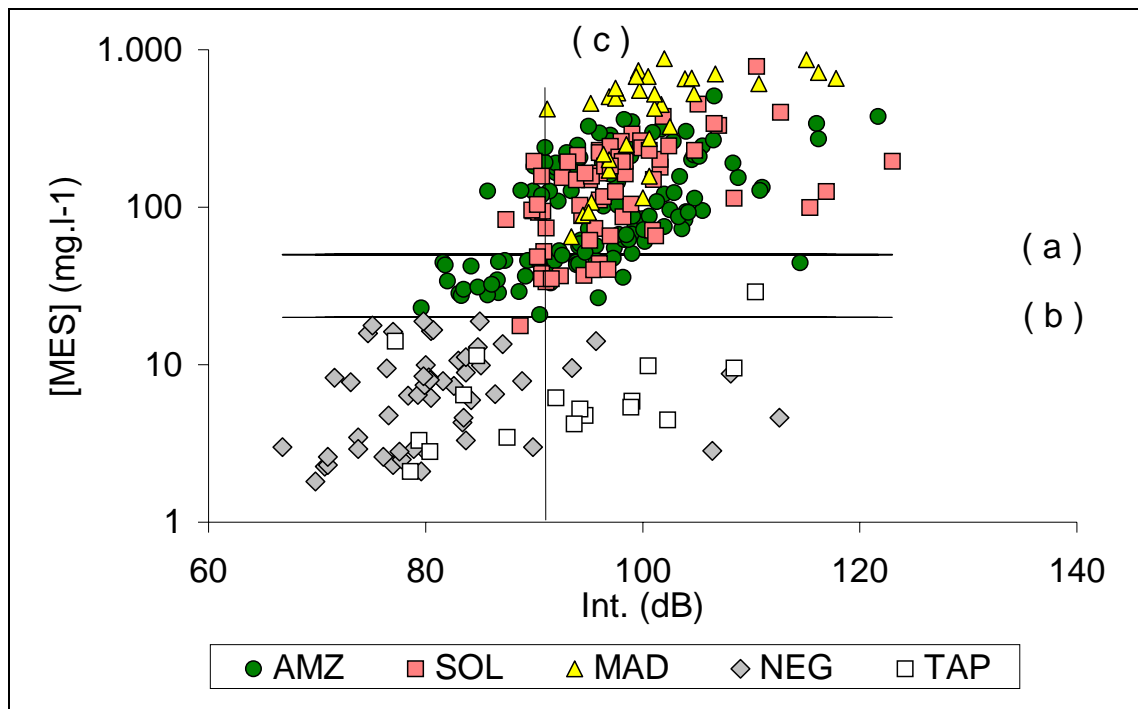


Figure 4.32 : MES vs. Intensité de l'ADCP - Campagnes HYBAM 1995-1999

[AMZ = Rio Amazonas, SOL = Rio Solimões, MAD = Rio Madeira,
NEG = Rio Negro, TAP = Rio Tapajós]

4.6. CALCUL DU DEBIT SOLIDE - QS

Le débit solide, ou flux de matières particulaires, peut être calculé de différentes manières (cf. chapitre 3.4). Une de ces méthodes consiste à utiliser la relation existant entre l'intensité « backscatter » de l'ADCP et les concentrations en MES, quand cette relation est statistiquement représentative. La figure 4.33 illustre cette relation pour l'Amazone à Óbidos en mars 1995 (Guyot et al., 1998 ; pg.79).

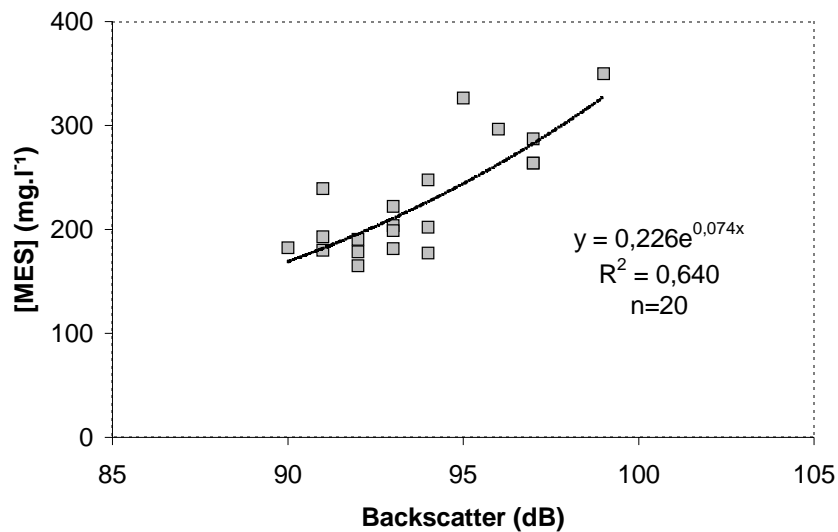


Figure 4.33 : MES vs. Intensité de l'ADCP – Rio Amazonas à Óbidos le 24/03/1995

L'étude de cette relation a donc été explorée pour chacun des jaugeages accompagné d'échantillonnage de MES dans la section, lors des campagnes du projet HYBAM, de 1995 à 1998. Les résultats des corrélations obtenues pour ces 85 sections correspondant à 39 sites différents, utilisant l'équation « 5 » du chapitre 3.4, sont consignés dans le tableau 4.02. La valeur de l'intensité « backscatter » utilisée pour le calcul correspond à la moyenne des cellules voisines du point d'échantillonnage, compte tenu de la difficulté de localisation de ce dernier. De même, la vitesse de l'eau au droit du point d'échantillonnage provient du fichier de données ADCP acquises in situ. Le débit solide ainsi obtenu par les données des intensités ADCP (QS_In) peut être comparé aux résultats de débit solide calculés selon les deux autres méthodes : par la moyenne arithmétique des valeurs de MES dans la section (QS_Ar, équation 1 du chapitre 3.4), ou par la moyenne pondérée par la vitesse de l'eau (QS_Ve, équation 3 du chapitre 3.4).

Tableau 4.02. Résultats du calcul du débit solide selon différentes méthodes sur toutes les sections des campagnes HYBAM, de 1995 à 1998.

[Q : débit en $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, QS : débit solide en $\text{t} \cdot \text{jour}^{-1}$, QS_Ar : calculé par la moyenne arithmétique des MES, QS_Ve : calculé par la moyenne des MES pondérée par la vitesse de l'eau dans la section, QS_In : calculé par la relation $\text{MES} = f(\text{dB})$, Voir code des stations dans le tableau 3.04]

Date	Station	Q	QS_Ar	QS_Ve	QS_In	Nb. éch.	MES = f(dB)	R ²
17/03/95	ARJ	13 922	190 936	330 696	331 733	4	$y = 0.0016e0.1177x$	1,00
18/03/95	MAN	84 666	1 656 191	1 487 156	1 532 207	10	$y = 4.6707e0.0396x$	0,31
21/03/95	FDM	37 418	2 156 416	1 018 192	2 677 091	3	$y = 0.0000e0.3938x$	0,98
24/03/95	OBI	157 393	3 096 625	3 198 759	4 062 630	20	$y = 0.2264e0.0735x$	0,64
26/06/95	PTV	11 548	148 490	228 973	162 536	5	$y = 13.9592e0.0252x$	0,24
29/06/95	HUM	11 715	154 207	268 457	151 731	6	$y = 87.944e0.0055x$	0,01
30/06/95	MNI	14 660	178 499	300 686	231 430	6	$y = 1.2923e0.0509x$	0,83
01/07/95	PRV	2 199	1 628	3 187	1 527	2	$y = 6.525e0.0032x$	1,00
01/07/95	FVA	19 144	161 286	310 729	104 885	6	$y = 0.4733e0.0558x$	0,82
02/07/95	FDM	18 984	64 446	100 842	63 067	6	$y = 4.2317e0.0238x$	0,36
05/07/95	OBI	192 964	1 641 821	1 611 831	2 020 047	15	$y = 0.2411e0.0581x$	0,72
26/10/95	TAB	19 867	234 885	239 691	299 729	4	$y = 0.1653e0.0675x$	0,47
28/10/95	SPO	24 254	295 079	366 708	272 612	4	$y = 973.51e-0.0207x$	0,09
29/10/95	SAI	28 634	481 295	393 318	451 572	7	$y = 0.2269e0.0694x$	0,54
31/10/95	IPV	5 347	65 405	49 720	48 488	3	$y = 74.641e0.0037x$	0,00
03/11/95	FBO	34 338	578 249	1 002 327	586 897	5	$y = 82.086e0.0089x$	0,36
04/11/95	FDJ	1 051	8 298	9 460	13 700	3	$y = 8E+08e-0.1854x$	0,99
04/11/95	MAR	9 508	39 852	59 329	39 109	3	$y = 394.68e-0.0228x$	0,30
07/11/95	ITP	46 856	629 756	535 419	778 266	6	$y = 0.2857e0.0659x$	0,86
09/11/95	ARJ	2 533	10 270	14 275	10 183	3	$y = 20.3448e0.0106x$	0,51
10/11/95	MAN	52 424	723 265	908 730	702 555	4	$y = 44.6413e0.0134x$	0,61
15/11/95	FDM	5 173	12 371	16 257	12 417	3	$y = 20.4687e0.0037x$	1,00
15/11/95	ITA	75 205	433 255	688 227	444 152	5	$y = 38.5392e0.0059x$	0,25
16/11/95	ORI	1 256	1 202	5 502	1 309	3	$y = 3.6306e0.0138x$	0,82
17/11/95	OBI	81 099	358 188	250 101	347 152	19	$y = 16.9980e0.0115x$	0,17
18/11/95	ADC	6 064	4 410	3 935	3 338	3	$y = 0.2733e0.0331x$	0,33
04/07/96	CUR	23 920	31 004	34 144	31 845	5	$y = 29.7436e-0.0079x$	0,08
05/07/96	SER	34 282	41 417	44 913	41 286	7	$y = 15.154e-0.0009x$	0,09
09/07/96	SMB	12 008	32 522	35 395	32 005	6	$y = 28.0226e0.0011x$	0,00
12/07/96	PAR	64 379	95 649	141 776	96 834	7	$y = 7.3142e0.0108x$	0,28
15/07/96	ILM	119 836	667 200	759 683	774 196	6	$y = 0.7152e0.0465x$	0,70

Date	Station	Q	QS_Ar	QS_Ve	QS_In	Nb. éch.	MES = f(dB)	R ²
16/07/96	FDM	13 468	37 601	70 357	36 291	6	y = 64.5369e-0.0088x	0,26
18/07/96	OBI	191 498	1 829 667	1 489 377	900 313	8	y = 0.0008e0.1155x	0,42
01/10/96	LAB	577	3 920	4 746	2 301	2	y = 2.9421e0.0305x	1,00
03/10/96	CAN	818	5 566	6 691	5 874	2	y = 0.9476e0.0490x	1,00
04/10/96	FDT	403	1 705	3 913	1 743	2	y = 9.9280e0.0178x	1,00
05/10/96	BAT	1 785	10 741	18 381	10 613	3	y = 46.5741e0.0046x	0,93
07/10/96	ARJ	2 681	15 267	22 294	13 911	6	y = 21.0928e0.0131x	0,70
08/10/96	MAN	55 892	465 160	500 129	446 980	4	y = 29.0737e0.0127x	0,90
11/10/96	FDM	7 427	31 847	44 248	31 648	3	y = 238.2631e-0.0198x	0,97
13/10/96	ORI	2 699	7 013	8 412	7 089	4	y = 44.2865e-0.0045x	0,23
14/10/96	OBI	110 241	429 581	517 165	489 709	9	y = 0.2371e0.0559x	0,50
16/10/96	TAP	124 884	258 690	437 446	276 144	4	y = 2.8933e0.0234x	0,29
26/04/97	TAB	51 829	825 197	1 272 022	872 667	14	y = 22.573e0.0211x	0,02
28/04/97	SPO	53 399	935 350	1 836 366	931 436	17	y = 3.3379e0.0401x	0,44
30/04/97	IPV	7 740	86 712	96 082	81 861	5	y = 32.548e0.0144x	0,20
02/05/97	PTA	4 128	4 714	4 817	4 596	5	y = 12.886e-5E-07x	0,00
03/05/97	FBO	71 806	1 450 688	1 655 353	1 528 942	16	y = 9.4402e0.0315x	0,73
03/05/97	FDJ	10 119	41 527	67 825	52 596	5	y = 0.9769e0.043x	0,69
05/05/97	ACA	9 849	57 513	105 151	58 036	4	y = 20.812e0.0131x	0,74
07/05/97	TEF	96 642	1 088 810	1 130 064	1 165 304	13	y = 0.1733e0.0645x	0,71
08/05/97	ITP	96 794	1 041 834	510 082	1 009 362	12	y = 81.382e0.0039x	0,00
10/05/97	ARJ	25 288	105 287	126 978	106 720	5	y = 110.69e-0.009x	0,27
12/05/97	MAN	133 422	1 958 945	2 387 120	1 828 128	13	y = 23.405e0.0187x	0,10
18/05/97	MOU	34 664	10 287	12 905	12 919	3	y = 3.6346e0.0027x	0,16
19/05/97	PAR	37 349	9 646	14 989	10 654	5	y = 0.8405e0.0159x	0,34
21/05/97	JAT	146 945	1 827 283	1 547 546	1 497 857	14	y = 0.5119e0.0526x	0,19
22/05/97	FVA	49 776	1 884 017	1 839 424	1 778 880	11	y = 1.1207e0.0567x	0,70
25/05/97	PAT	199 953	3 038 671	2 948 639	2 069 226	14	y = 4.3773e0.0323x	0,32
26/05/97	ORI	9 690	9 342	7 858	11 198	3	y = 0.0276e0.0634x	0,94
28/05/97	OBI	204 493	3 052 048	3 591 323	2 775 667	19	y = 0.0659e0.0742x	0,61
30/05/97	AVE	13 123	23 293	32 916	15 242	3	y = 1.0452e0.0294x	0,75
13/04/98	PTV	29 347	3 251 914	4 339 957	3 138 299	7	y = 45.1958e0.0331x	0,08
15/04/98	CAL	2 086	5 175	6 505	6 521	4	y = 50586.43e-0.0887x	0,49
16/04/98	HUM	31 164	2 484 181	3 005 804	2 400 840	12	y = 3.7701e0.0550x	0,36
17/04/98	MAR	2 880	3 012	6 470	2 779	6	y = 47.0959e-0.0188x	0,10
17/04/98	MNI	37 643	2 023 796	2 409 687	2 300 827	16	y = 0.5478e0.0722x	0,52
18/04/98	PRV	7 283	8 953	12 619	8 701	6	y = 34.7387e-0.0107x	0,11
18/04/98	FVA	45 365	2 264 441	2 443 254	2 268 963	15	y = 28.1165e0.0302x	0,28

Date	Station	Q	QS_Ar	QS_Ve	QS_In	Nb. éch.	MES = f(dB)	R ²
19/04/98	FDM	39 924	2 463 851	3 389 038	2 335 949	18	y = 22.8986e0.0341x	0,21
21/04/98	PAR	12 990	3 090	8 896	3 060	13	y = 2.2334e0.0026x	0,05
24/04/98	ITP	85 085	1 204 013	2 042 596	1 536 031	16	y = 0.0423e0.0858x	0,57
27/04/98	ARJ	19 306	108 243	135 261	142 900	12	y = 0.1060e0.0672x	0,74
28/04/98	MAN	114 752	2 451 152	2 456 447	2 602 808	18	y = 0.0928e0.0782x	0,76
02/05/98	ORI	4 569	7 275	9 547	10 175	5	y = 0.5452e0.0431x	0,54
02/05/98	OBI	177 962	2 997 096	3 694 645	3 168 872	18	y = 0.3325e0.0661x	0,68
05/05/98	ADC	8 170	3 691	8 397	4 890	6	y = 5.0905e0.0001x	0,00
22/09/98	CUR	11 871	8 628	8 965	8 088	7	y = 3.6617e0.0096x	0,40
23/09/98	SER	17 222	11 396	10 860	9 819	8	y = 0.5259e0.0313x	0,44
25/09/98	CAR	22 392	16 687	18 839	15 609	9	y = 1.9378e0.0176x	0,33
26/09/98	MOU	25 882	19 069	18 573	19 401	8	y = 3.0307e0.0126x	0,55
28/09/98	PAR	30 635	26 610	40 928	28 818	15	y = 1.8872e0.0201x	0,46
01/10/98	FDM	5 970	18 399	27 758	18 534	9	y = 24.4622e0.0045x	0,06
03/10/98	ORI	1 700	4 893	7 007	4 233	11	y = 0.2333e0.0559x	0,74
04/10/98	OBI	97 622	314 413	373 026	361 979	17	y = 0.6735e0.0446x	0,59

Les corrélations obtenues sont très variables (R^2 de 0 à 1.0), y compris pour une même station, sans qu'il soit possible d'identifier une relation avec le cycle hydrologique. Cet état de fait limite sensiblement la possibilité de calcul d'un débit solide à partir des intensités. Cependant, même lorsque R^2 est nul, le QS_In a été calculé pour information. Les résultats obtenus montrent (Tableau 4.02) une bonne concordance entre les trois méthodes de calcul. Ainsi, le graphique de la figure 4.34 montre une excellente corrélation entre les valeurs QS_In et QS_Ar ($R^2=0,99$) et un décalage entre les valeurs de 3 à 5%. La relation liant QS_Ve à QS_Ar présente également un excellent ajustement linéaire ($R^2=0,98$), mais la différence de pente de l'équation entraîne un déphasage de la valeur des QS pouvant dépasser 60% pour les faibles valeurs de QS.

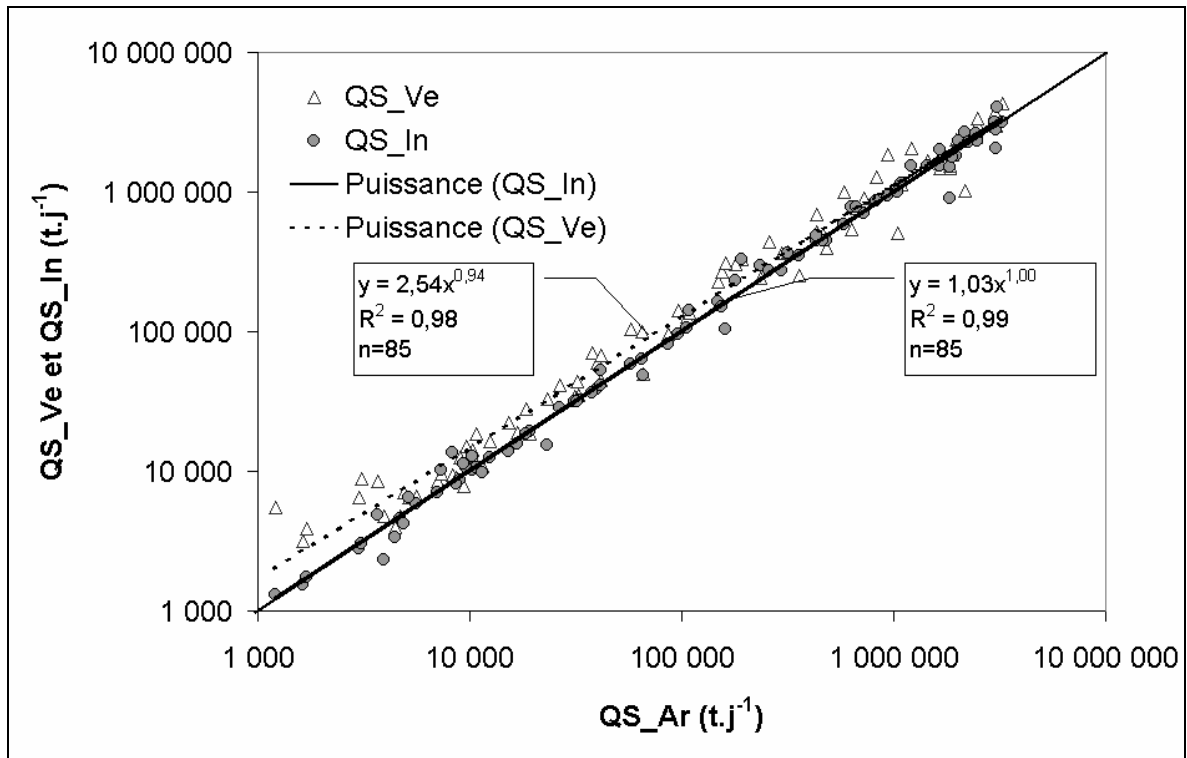


Figure 4.34 : QS_{Ve} et QS_{In} vs. QS_{Ar} – Campagnes HYBAM 1995-1998

L'utilisation des intensités de l'ADCP pour le calcul des flux solides donne le même résultat que la méthode simple de la moyenne arithmétique. Ce résultat surprenant, compte tenu des mauvais ajustements statistiques parfois observés, incite à poursuivre les recherches sur la relation liant les MES aux intensités ADCP, notamment sous un angle plus physique. C'est une des parties du doctorat en cours de Julien NICOD (UPS, IMFT Toulouse).

4.7. PROFILS VERTICAUX DE DEBIT SOLIDE - QS

Dans un cours d'eau, le champ des vitesses se distribue de manière non uniforme du fait de la viscosité du fluide, avec des valeurs maximum au centre et en surface, et minimum au fond et près des berges. Par ailleurs, la distribution des matières en suspension dans une rivière présente généralement un gradient de concentration positif avec la profondeur, qui est d'autant plus marqué que la taille des particules est grossière. Ensuite, en faisant le produit de la vitesse par les concentrations, il est possible de calculer un flux de particules (QS) par unité de largeur. La distribution de ce flux sera la résultante du produit $Q * MES$, qui présente un profil particulier (Figure 4.35).

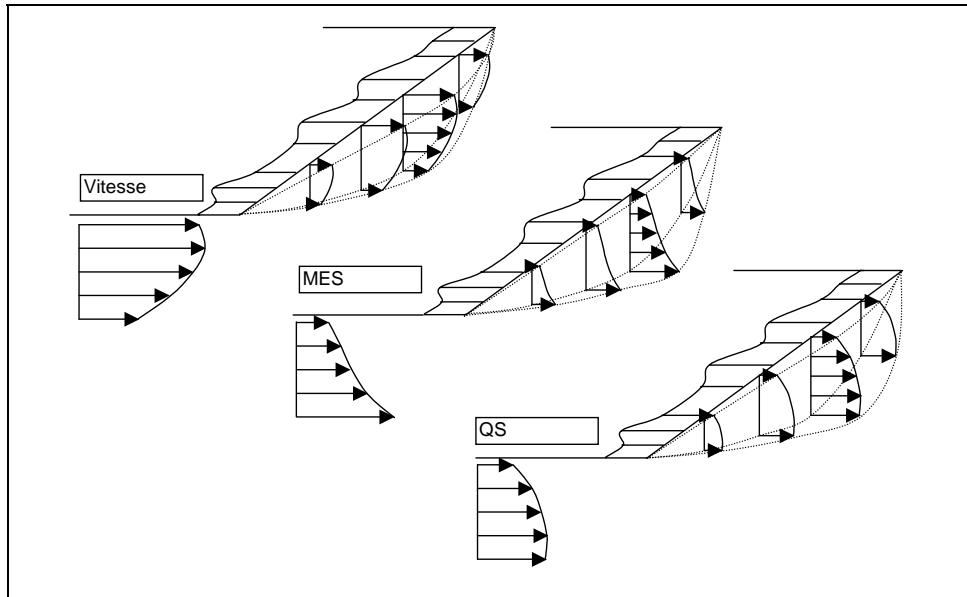


Figure 4.35 : Distribution théorique de la vitesse, des MES et du débit solide (QS) dans une section. (Source : Subcommittee of Sedimentation, 1963).

Le profil des débits solides (QS) a donc été exploré sur les stations représentatives en utilisant les valeurs de débit des jaugeages ADCP et les données de MES des campagnes HYBAM de 1995 à 1998. Les résultats généraux de cette étude montrent, sauf sur le Rio Negro qui présente des faibles teneurs en MES, que :

- quand la variabilité des vitesses dans une section est grande et correspond au profil théorique, la tendance de ce même profil théorique est respecté pour la distribution des MES et du QS,
- quand la variabilité des vitesses est faible ou inversée par rapport au profil théorique, il en est de même pour les profils de MES et de QS.

Les données du Rio **Solimões à Itapéua** en basses eaux (06/11/1995) montrent un profil des vitesses et des MES assez rectiligne sur la profondeur. Il en sera donc de même pour le profil des QS (Figure 4.36). Par contre, en hautes eaux (24/04/1998), les profils des vitesses sont variables, mais ne correspondent pas vraiment au profil théorique, du fait de turbulences dans l'écoulement. Les profils des MES sont assez variables, mais avec un gradient positif avec la profondeur, plus ou moins fort selon les verticales. Les profils des QS montrent une forte variabilité, et sont en concordance avec les profils théoriques, bien qu'une verticale présente un très fort gradient positif avec la profondeur.

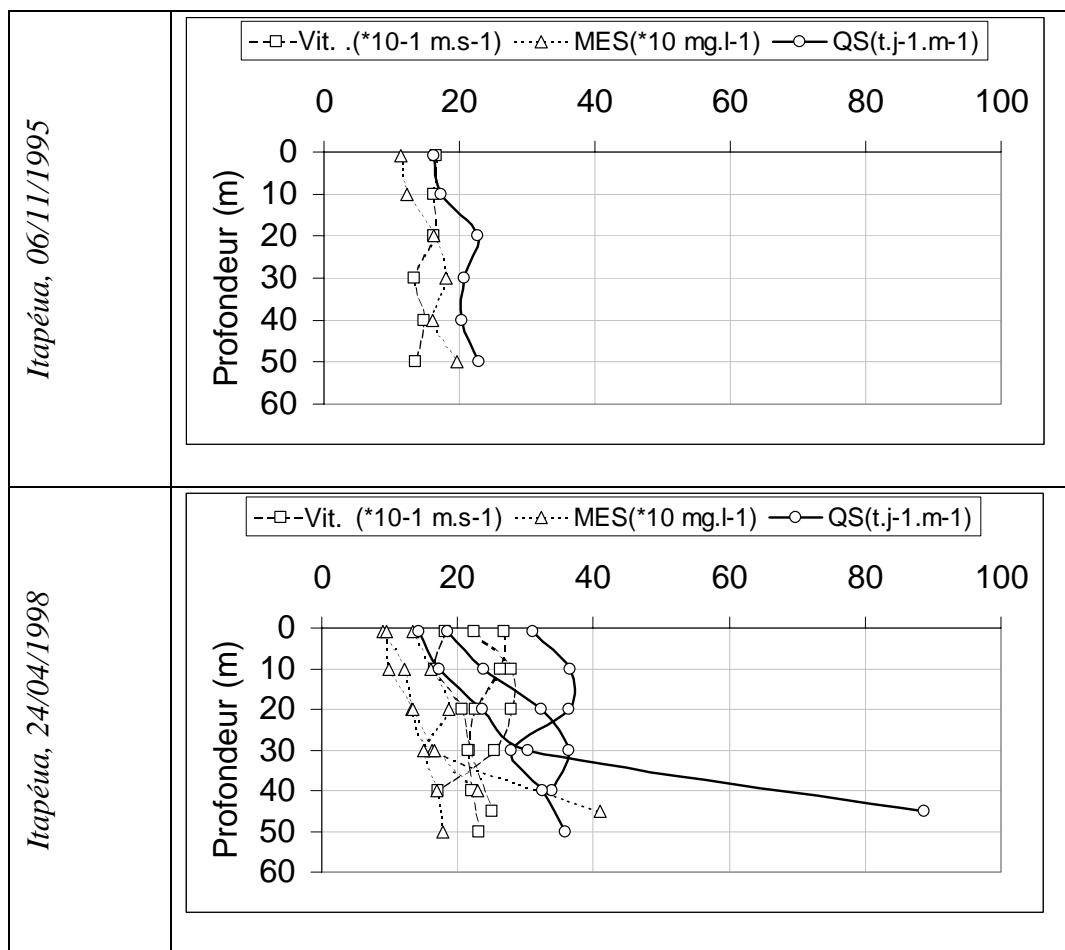


Figure 4.36 : Profil des vitesses, des MES et du QS, Rio Solimões à Itapéua

Sur le **Rio Purús à Arumã Jusante**, les valeurs observées en basses eaux (09/11/95 et 07/10/96) ne présentent pas de variation verticale significative pour les trois paramètres étudiés (Figure 4.37). Ce qui veut dire qu'un échantillon prélevé en surface à cette époque de l'année est représentatif de toute la section. Les deux campagnes réalisées en hautes eaux (10/05/97 et 27/04/98) présentent des profils de vitesse proche du profil théorique, avec des valeurs plus faibles près du fond. Il en est de même avec les MES et le QS, qui, sur certaines verticales, montrent une augmentation légère des concentrations avec la profondeur.

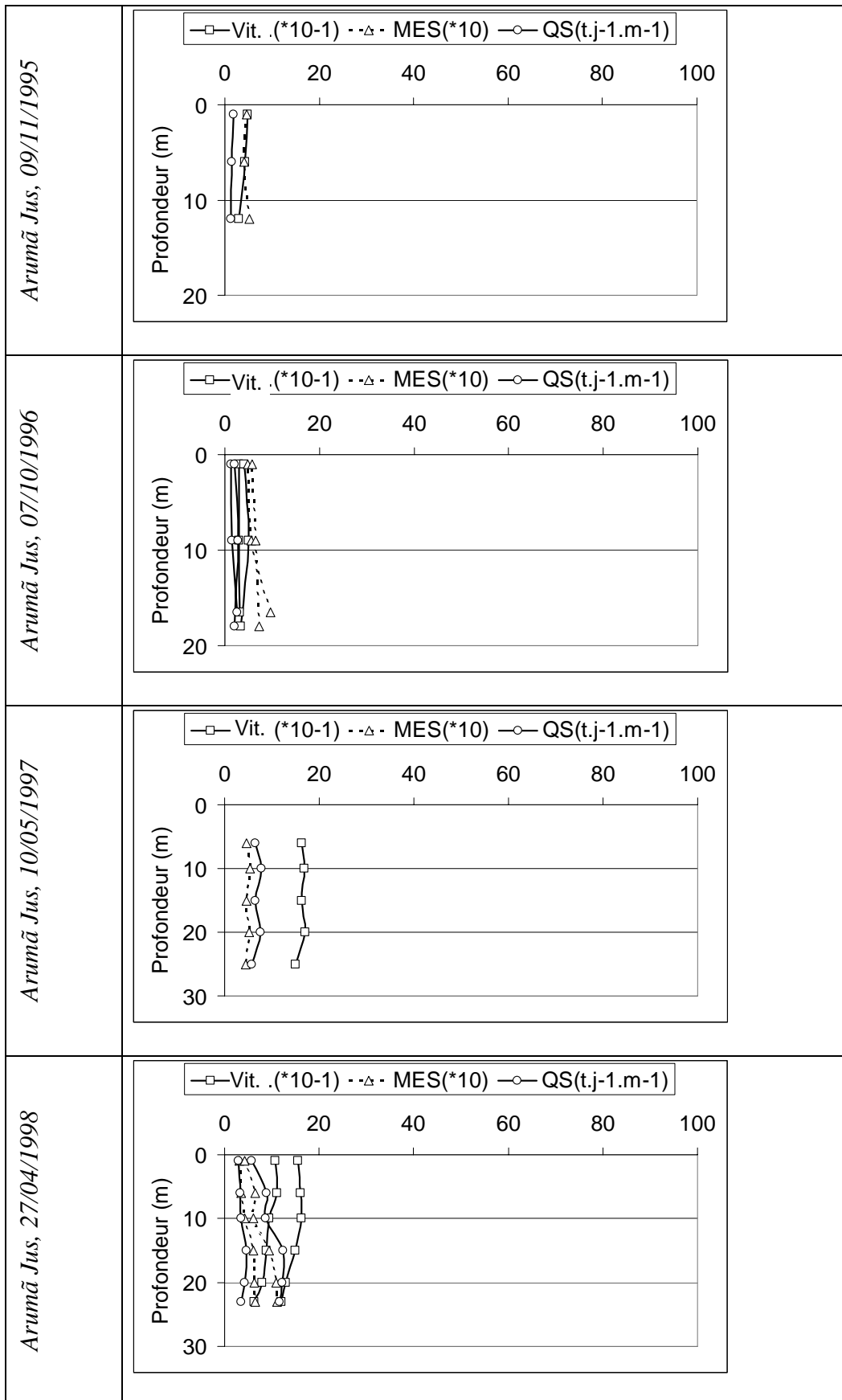


Figure 4.37 : Profil des vitesses, des MES et du QS, Rio Purús à Arumã Jusante.

Pour le **Rio Solimões à Manacapuru**, quatre jaugeages seront décrits ci-après (Figure 4.38). Les mesures réalisées en basses eaux (11/11/95 et 08/10/96) présentent une légère diminution des vitesses et une légère augmentation des MES avec la profondeur. Le profil des QS s'aligne sur celui des vitesses compte tenu des faibles concentrations observées. En période de hautes eaux (12/05/1997 et 28/04/1998), le comportement observé est beaucoup plus variable et hétérogène. Les vitesses présentent à nouveau une tendance à la diminution vers le fond du fleuve, mais avec quelques turbulences. Les MES montrent une tendance à l'augmentation avec la profondeur, mais cette tendance semble perturbée par les turbulences du courant. Enfin, les profils des QS sont très variables, et montrent quelquefois des similitudes avec la théorie, et d'autre fois de forts bombements dans le centre de la verticale quand des turbulences fortes existent.

Le comportement du **Rio Negro à Paricatuba** sera également décrit sur quatre jaugeages (Figure 4.39). Quelle que soit le régime hydrologique, les profils de MES et de QS restent stables en profondeur, traduisant un flux de particules très faible. Seuls les profils des vitesses montrent une très légère diminution des valeurs vers le fond. Pour cette station, l'échantillonnage de surface est donc représentatif de la section, tout au long de l'année.

Le **Rio Madeira** a fait l'objet de nombreuses mesures, soit à **Fazenda Vista Alegre**, soit à son embouchure dans l'Amazone (Foz du Rio Madeira), et les résultats de quatre jaugeages seront présentés ci-dessous (Figure 4.40). Les mesures réalisées en basses eaux (02/07/1995, 16/07/1996, 01/10/1998), montrent des profils de vitesse, de MES et de QS pratiquement constant avec la profondeur : l'échantillon de surface est représentatif de la section lors de ces trois dates. Le seul jaugeage réalisé en hautes eaux (22/05/1997) présentent des profils comparables à la théorie, avec une diminution des vitesses, et une augmentation des MES et du QS avec la profondeur. Cependant, il est intéressant de noter que les plus fortes valeurs de QS ne sont pas observées près du fond, mais dans la partie centrale de la section jaugée.

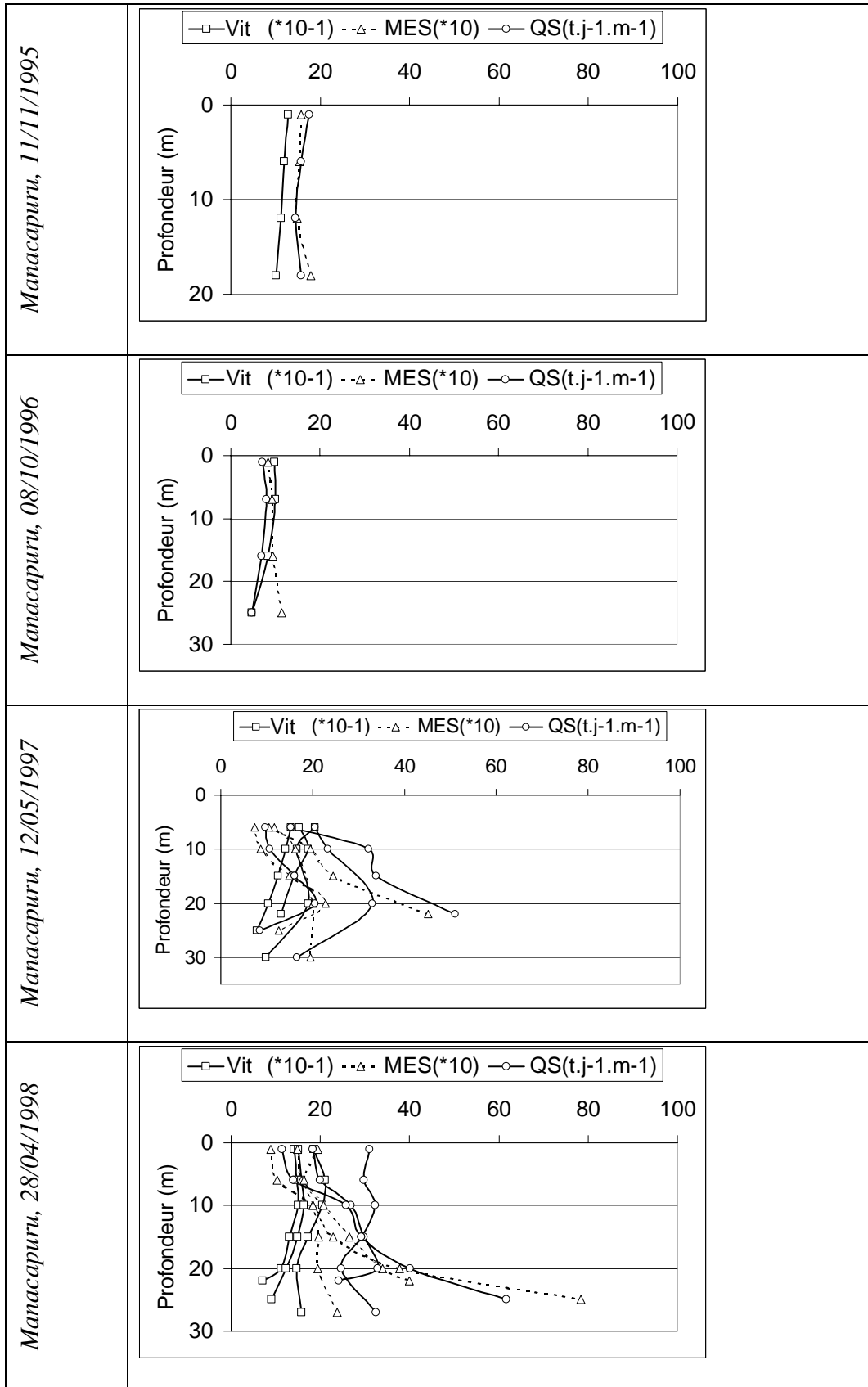


Figure 4.38 : Profil des vitesses, des MES et du QS, Rio Solimões à Manacapuru.

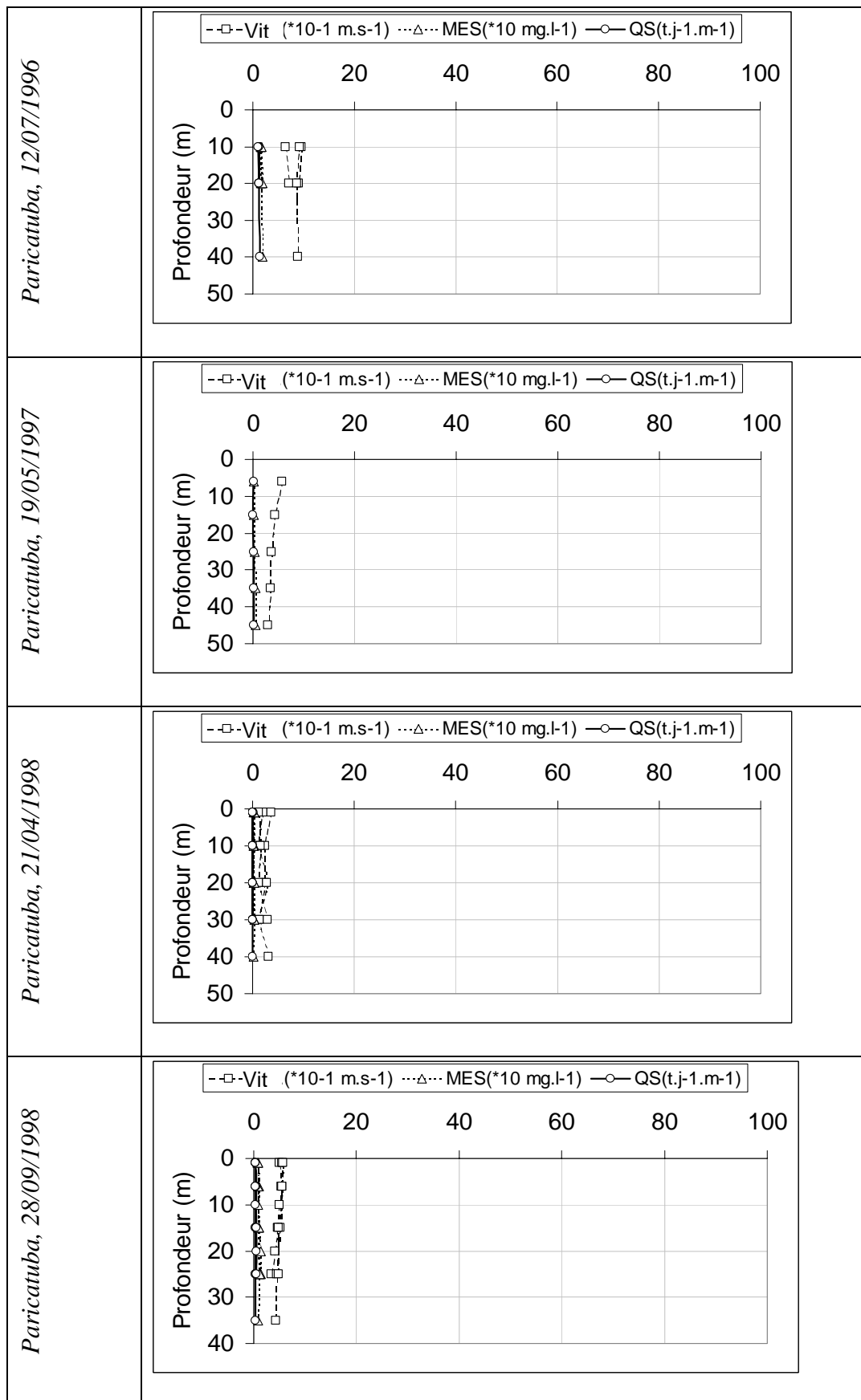


Figure 4.39 : Profil des vitesses, des MES et du QS, Rio Negro à Paricatuba.

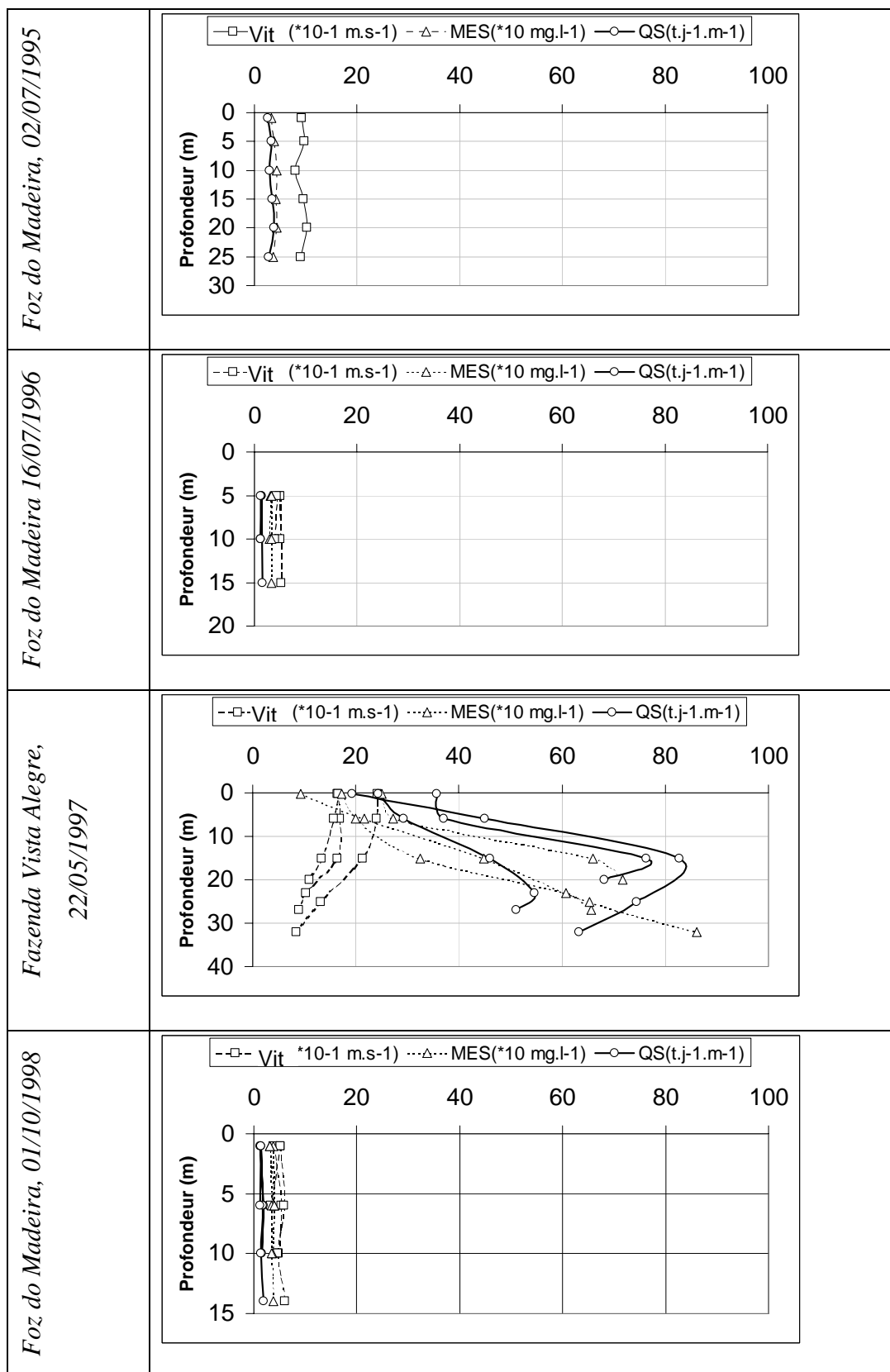


Figure 4.40 : Profil des vitesses, des MES et du QS, Rio Madeira à Fazenda Vista Alegre.

Óbidos, 05/07/1995	<p>Legend: --□-- Vit (*10⁻¹ m.s⁻¹) ...△... MES(*10 mg.l⁻¹) —○— QS(t.j-1.m-1)</p> <p>Y-axis: Profondeur (m) from 0 to 60. X-axis: 0 to 100.</p>
Óbidos, 17/11/1995	<p>Legend: --□-- Vit (*10⁻¹ m.s⁻¹) ...△... MES(*10 mg.l⁻¹) —○— QS(t.j-1.m-1)</p> <p>Y-axis: Profondeur (m) from 0 to 50. X-axis: 0 to 100.</p>
Óbidos, 18/07/1996	<p>Legend: --□-- Vit (*10⁻¹ m.s⁻¹) -△- MES(*10 mg.l⁻¹) —○— QS(t.j-1.m-1)</p> <p>Y-axis: Profondeur (m) from 0 to 60. X-axis: 0 to 100.</p>
Óbidos, 14/10/1996	<p>Legend: --□-- Vit (*10⁻¹ m.s⁻¹) ...△... MES(*10 mg.l⁻¹) —○— QS(t.j-1.m-1)</p> <p>Y-axis: Profondeur (m) from 0 to 50. X-axis: 0 to 100.</p>

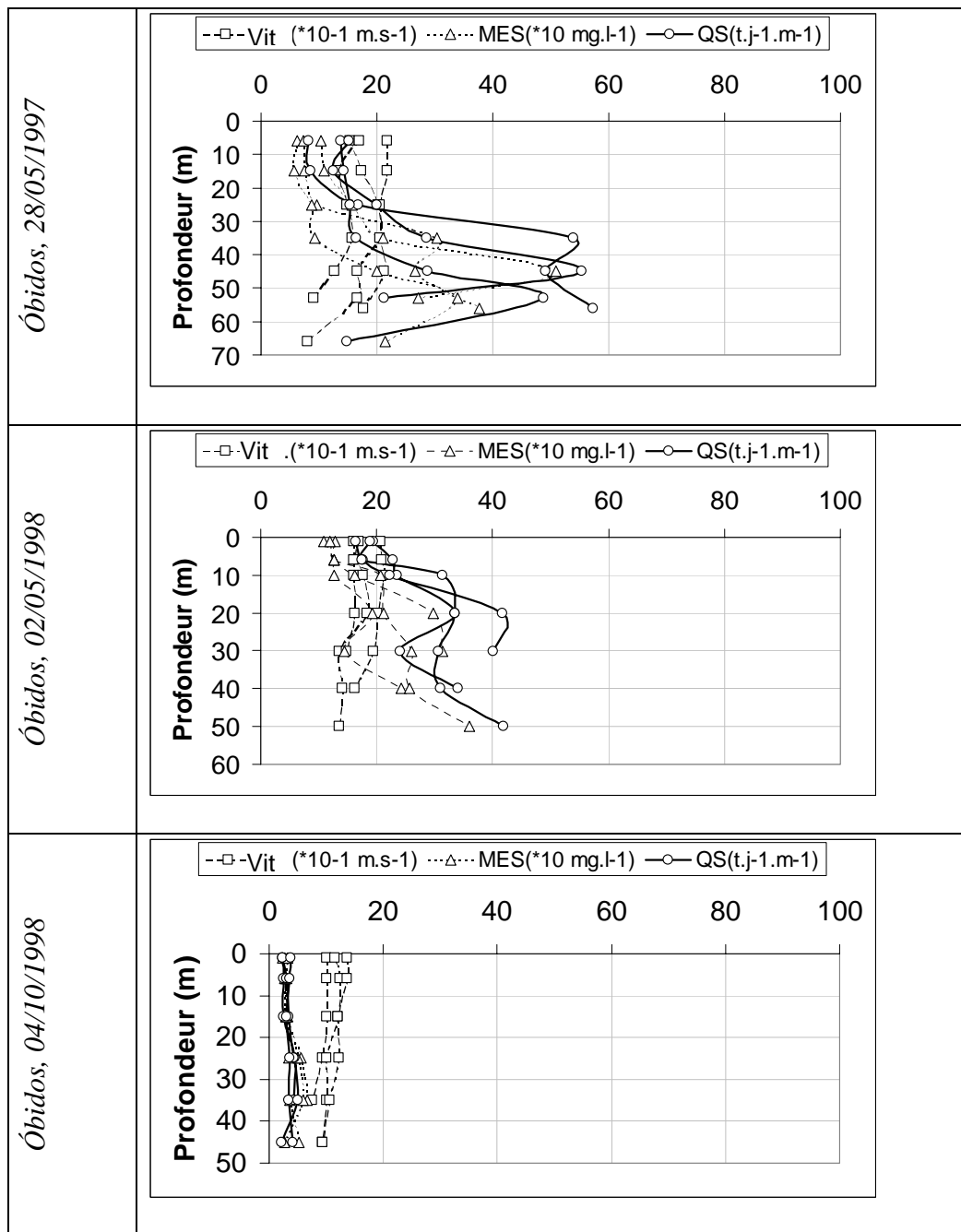


Figure 4.41 : Profil des vitesses, des MES et du QS, Rio Amazonas à Óbidos.

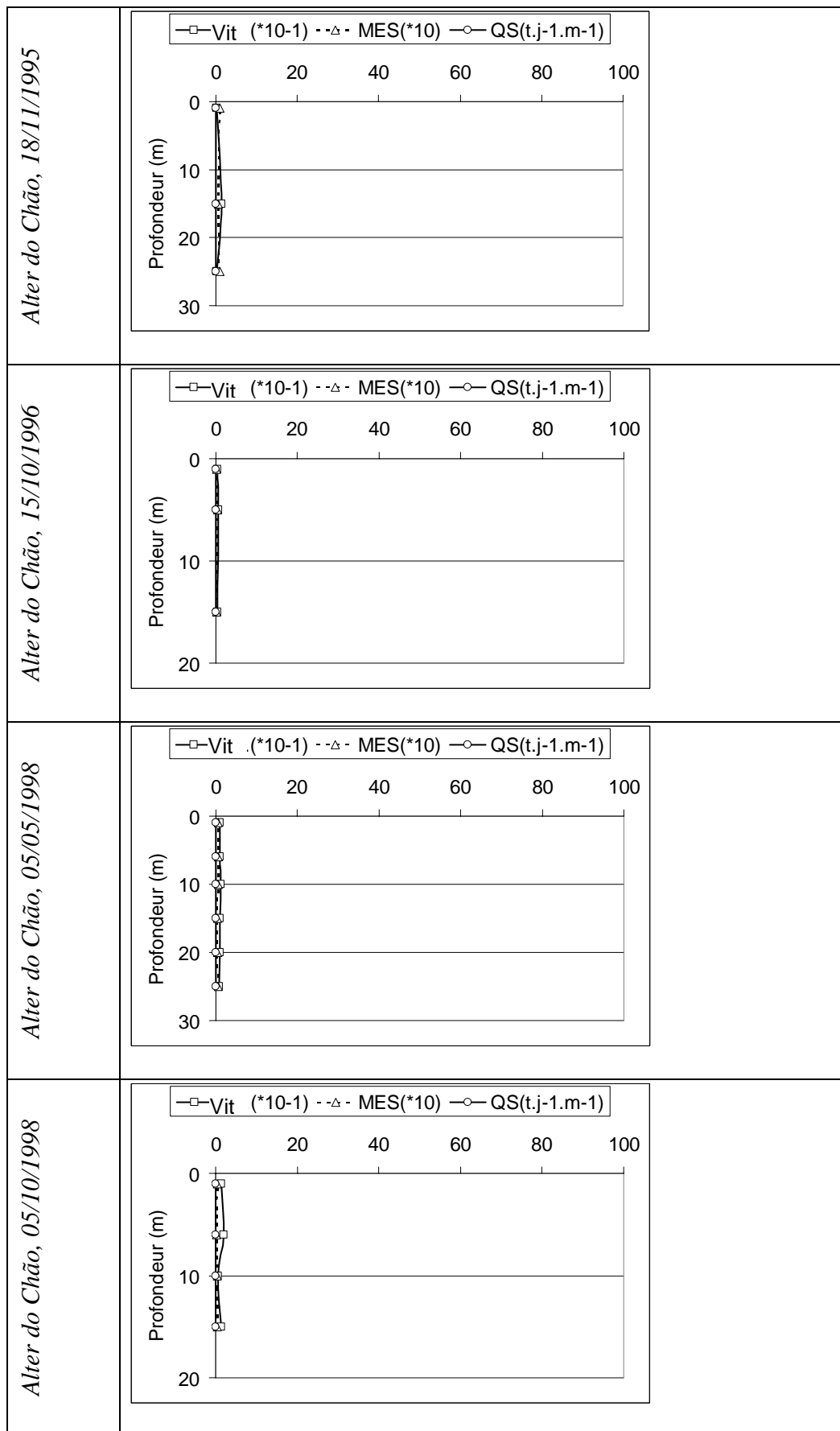


Figure 4.42 : Profil des vitesses, des MES et du QS, Rio Tapajós à Alter do Chão.

L'Amazone à Óbidos est le site qui a été le plus étudié par le projet HYBAM, où de nombreux jaugeages ont été réalisés depuis 1994 (Figure 4.41). En période de basses eaux (17/11/1995, 14/10/1996 et 04/10/1998), les profils de vitesse, de MES et de QS sont peu variables avec la profondeur. Au cours des phases de montée de crue (02/05/1998), ou de décrue (05/07/1995 et 18/07/1996), le comportement de ces paramètres est plus complexe, mais avec une tendance générale à l'augmentation des MES et du QS avec la profondeur, alors que les vitesses diminuent. En pic de crue (28/05/1997), les profils observés sont comparables à ceux du Rio Madeira du 22/05/1997, ie une baisse de la vitesse en profondeur, et une tendance à l'augmentation des MES, mais avec les QS maximum observés dans la partie centrale de la section.

Le **Rio Tapajós à Alter do Chão** présente un comportement très homogène comparable à celui du Rio Negro (Figure 4.42). Les profils de MES étant particulièrement stables sur toutes les verticales, quelle que soit la saison, l'échantillon de surface est donc représentatif de la section tout au long de l'année.

Cette étude de la distribution verticales du débit solide (QS) montre que, pour les fleuves issus des boucliers et présentant de faibles teneurs en MES (rios Negro et Tapajós), les profils des QS sont stables sur toute la verticale, quelle que soit la période du cycle hydrologique. Pour les fleuves drainant les Andes ou l'avant pays andin, ie qui transportent de grandes quantités de sédiments, ces mêmes profils sont relativement stable en période de basses eaux. Par contre, lors des périodes de hautes eaux, l'augmentation des concentrations en MES vers le fond entraîne une tendance à l'augmentation des QS avec la profondeur. Cependant, les plus fortes valeurs de QS en crue ne sont pas toujours observées près du fond comme certains auteurs le suggèrent (Curtis et al., 1979 ; Meade, 1985), mais dans la zone centrale de la section là où la vitesse de l'eau est la plus forte. Ces observations valident à posteriori la stratégie d'échantillonnage employée par Gibbs (1967).

4.8. LE CALCUL DU DEBIT SOLIDE (QS) A PARTIR DES ECHANTILLONS DE SURFACE

La mesure du débit solide par l'échantillonnage complet d'une section, comme cela a été mené dans le cadre du projet HYBAM sur les principaux fleuves amazoniens, est une procédure lourde, longue et onéreuse. Aussi, la recherche d'une relation liant la concentration moyenne d'une section obtenue lors de ces campagnes, à la concentration d'un échantillon de

surface facilement collecté par un observateur, est une démarche qui nous est apparue prometteuse et utile.

La concentration moyenne des échantillons de surface (MES_S) a été comparée à la concentration moyenne de la section totale (MES_T), pour toutes les sections visitées lors des campagnes HYBAM de 1995 à 1998. Certaines données des campagnes réalisées ensuite, de 1999 à 2001, ont été ajoutées afin de compléter cette information, et notamment augmenter le nombre d'observations aux stations de Manacapuru, Paricatuba, Fazenda Vista Alegre, Óbidos et Alter do Chão. Les résultats obtenus (Figures 4.43 à 4.48) soulignent une variation saisonnière significative. La variabilité des MES_S et des MES_T en fonction du débit est comparable, ie quand les MES diminuent en surface, il en est de même en profondeur. En période de basses eaux, les MES_S et les MES_T présentent des valeurs pratiquement identiques, et c'est seulement au cours de la montée des eaux que des différences significatives apparaissent. Des oscillations significatives apparaissent sur les stations des fleuves andins (rios Madeira, Solimões et Amazonas), pour lesquels il existe un déphasage entre maximum hydrologique et pic sédimentaire (cf. chapitre 6). La comparaison des débits solides (QS_S) calculés avec les MES_S, et ceux (QS_T) calculés avec les MES_T, en fonction du débit (Figures 4.43 à 4.48), montre un comportement pratiquement identique à celui observé pour les concentrations en MES. Le rapport entre les concentrations de surface et les concentrations moyennes de la section complète peut être défini ainsi :

$$\text{RST (\%)} = \text{MES_S} / \text{MES_T} \quad (11)$$

En comparant ce rapport RST aux débits pour chacune des sections étudiées, les graphiques obtenus (Figures 4.43 à 4.48) présentent une relation apparemment bien corrélée. Pour les faibles valeurs de débit (basses eaux), RST tend vers 100%, ie les teneurs sont identiques dans toute la section. Ces observations corroborent celles de la distribution variable dans le temps des MES et des QS en profondeur (Figures 4.36 à 4.42). Dans certains cas, les concentrations en MES de surface sont supérieures à celles mesurées en profondeur (développement planctonique sur le Rio Tapajós), et RST présente alors des valeurs > 100%. Le Rio Purús présente un comportement assez particulier, avec un écart maximum en période intermédiaire, alors que hautes eaux et basses eaux génèrent des valeurs comparables. Cette anomalie peut être due à l'effet de barrage hydraulique du Rio Purús près de son embouchure par l'Amazone (Meade et al., 1991).

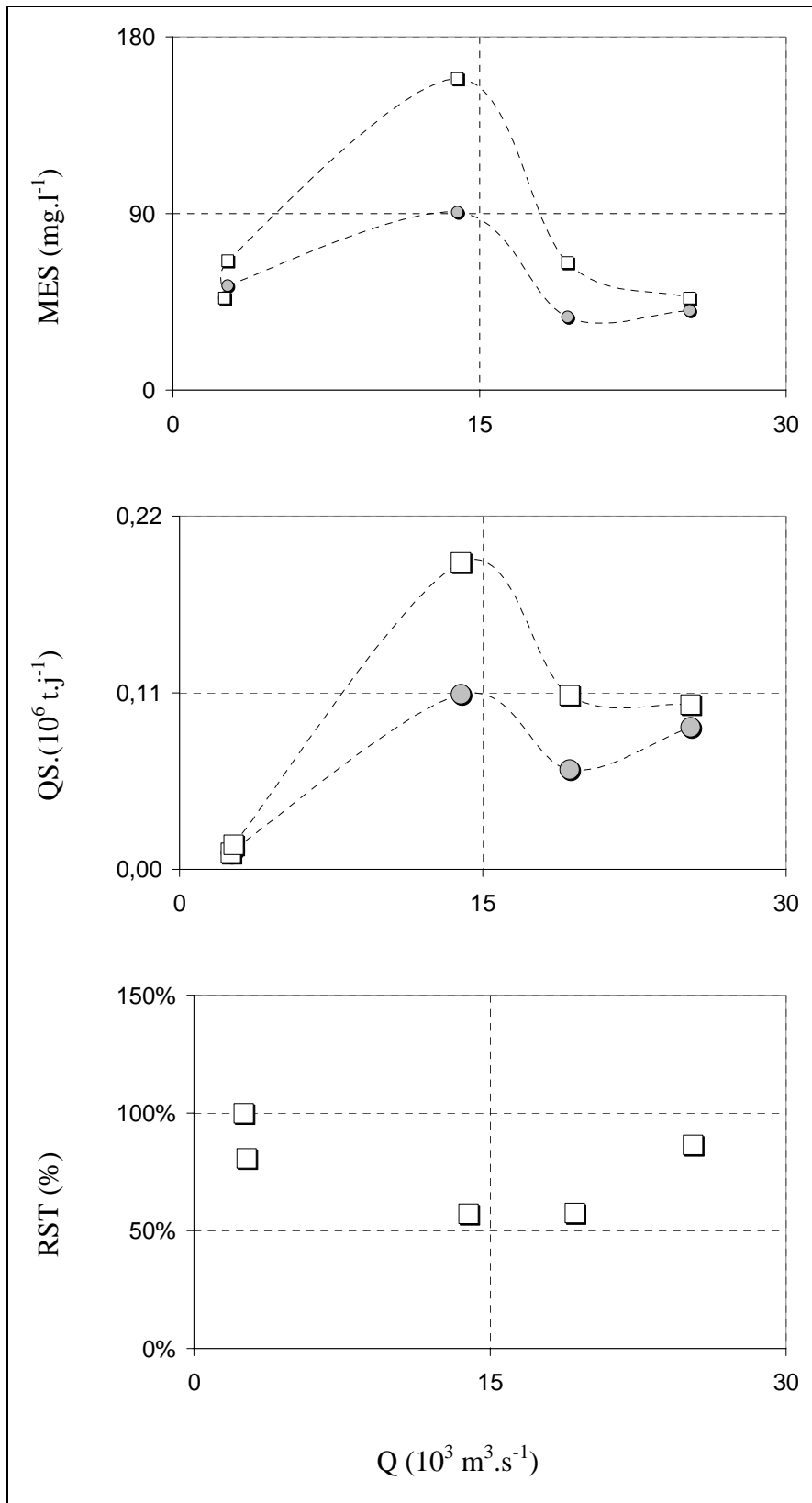


Figure 4.43 : MES et QS de surface (○) et total (□), RST vs. Débit Rio Purús à Arumã Jusante.

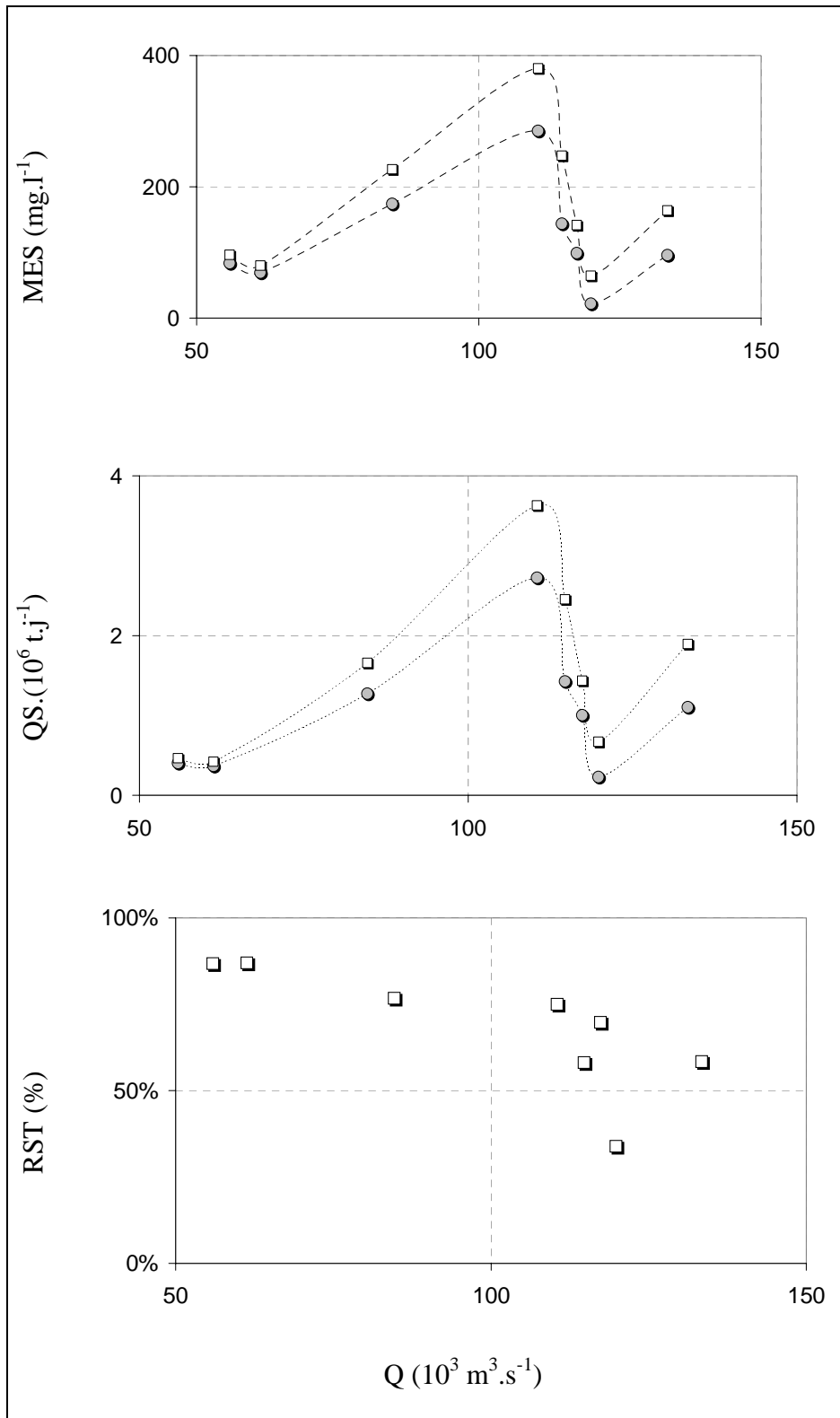


Figure 4.44 : MES et QS de surface (○) et total (□), RST vs. Débit Rio Solimões à Manacapuru.

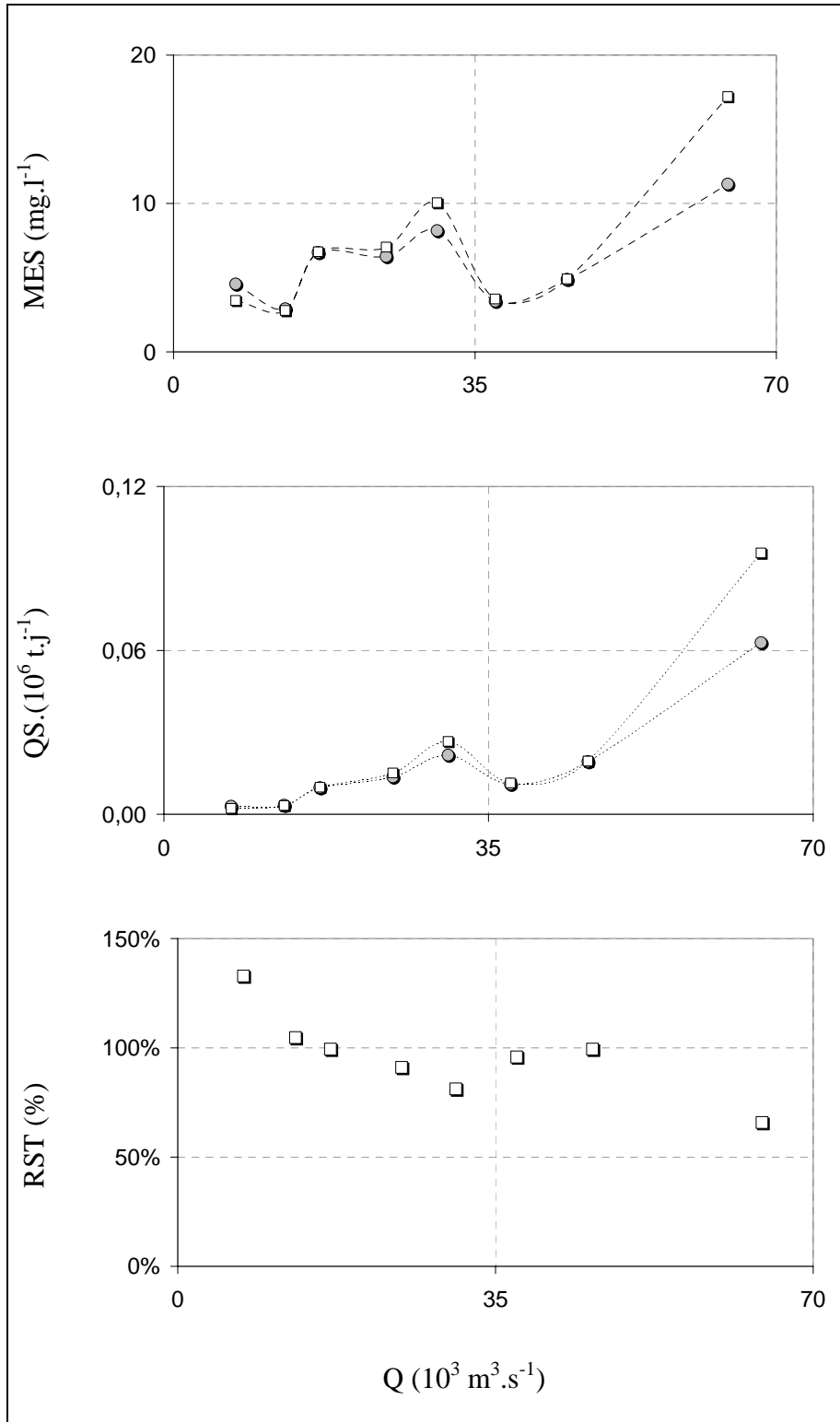


Figure 4.45 : MES et QS de surface (○) et total (□), RST vs. Débit Rio Negro à Paricatuba.

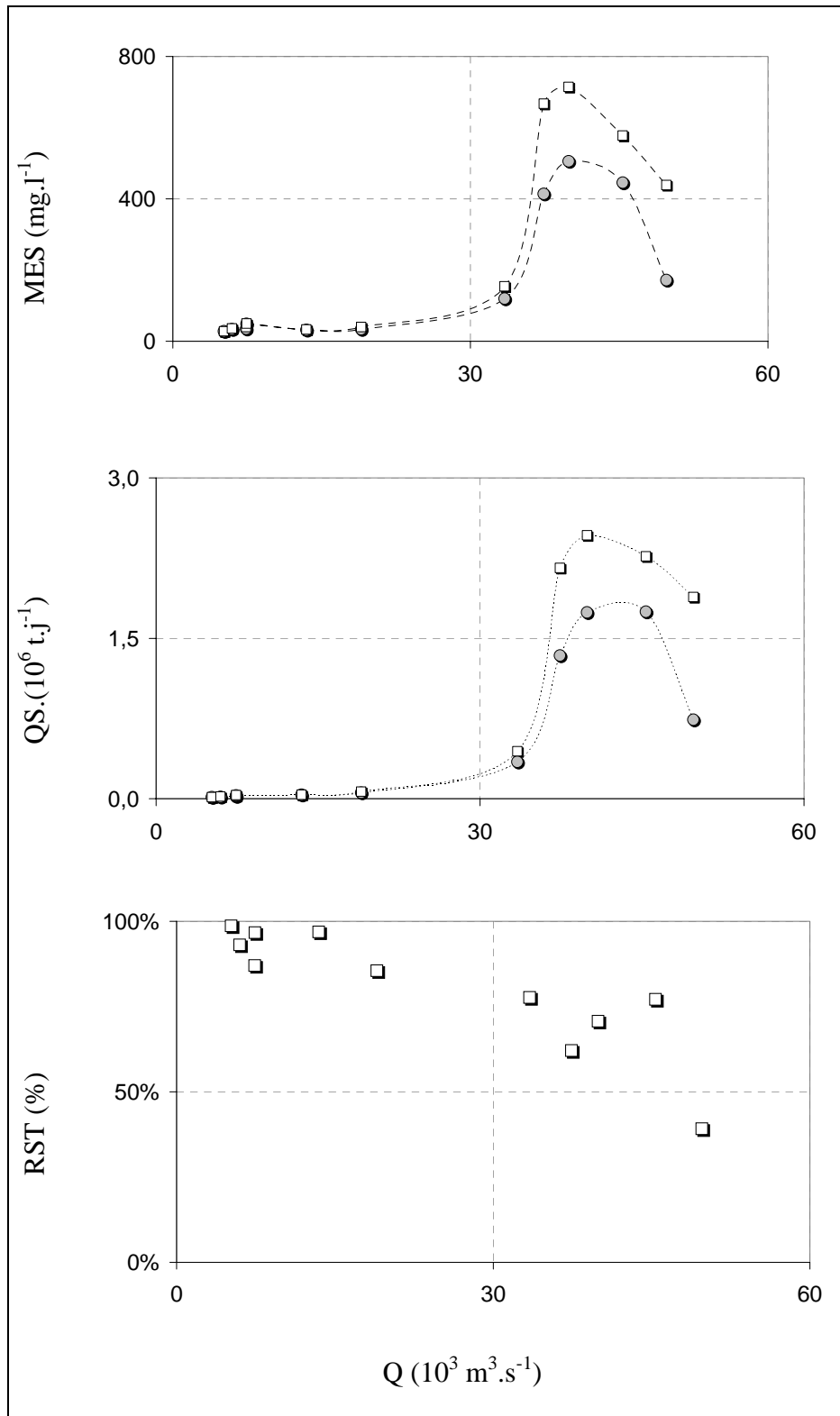


Figure 4.46 : MES et QS de surface (○) et total (□), RST vs. Débit Rio Madeira à Fazenda Vista Alegre.

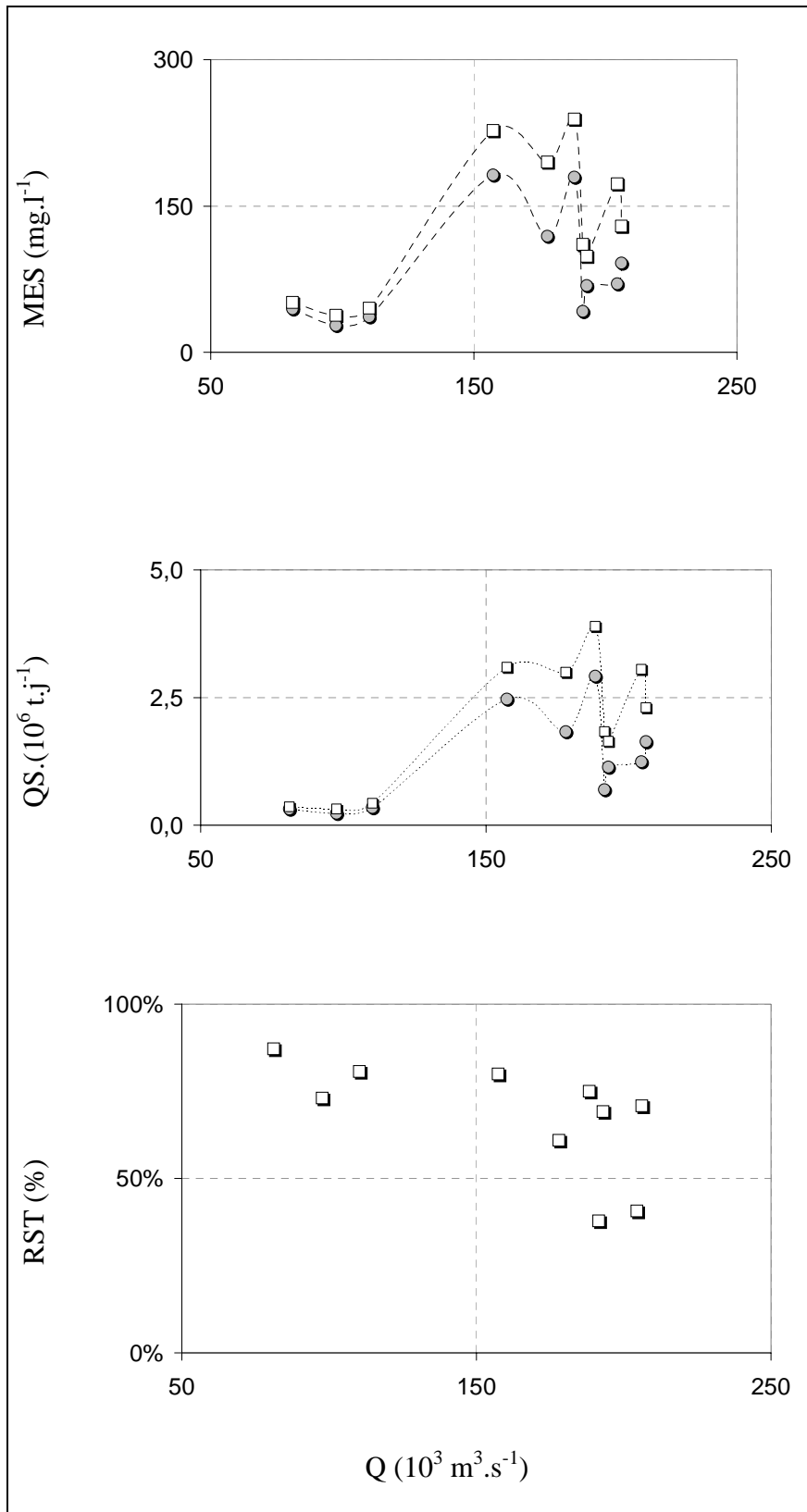


Figure 4.47 : MES et QS de surface (O) et total (□), RST vs. Débit Rio Amazonas à Óbidos.

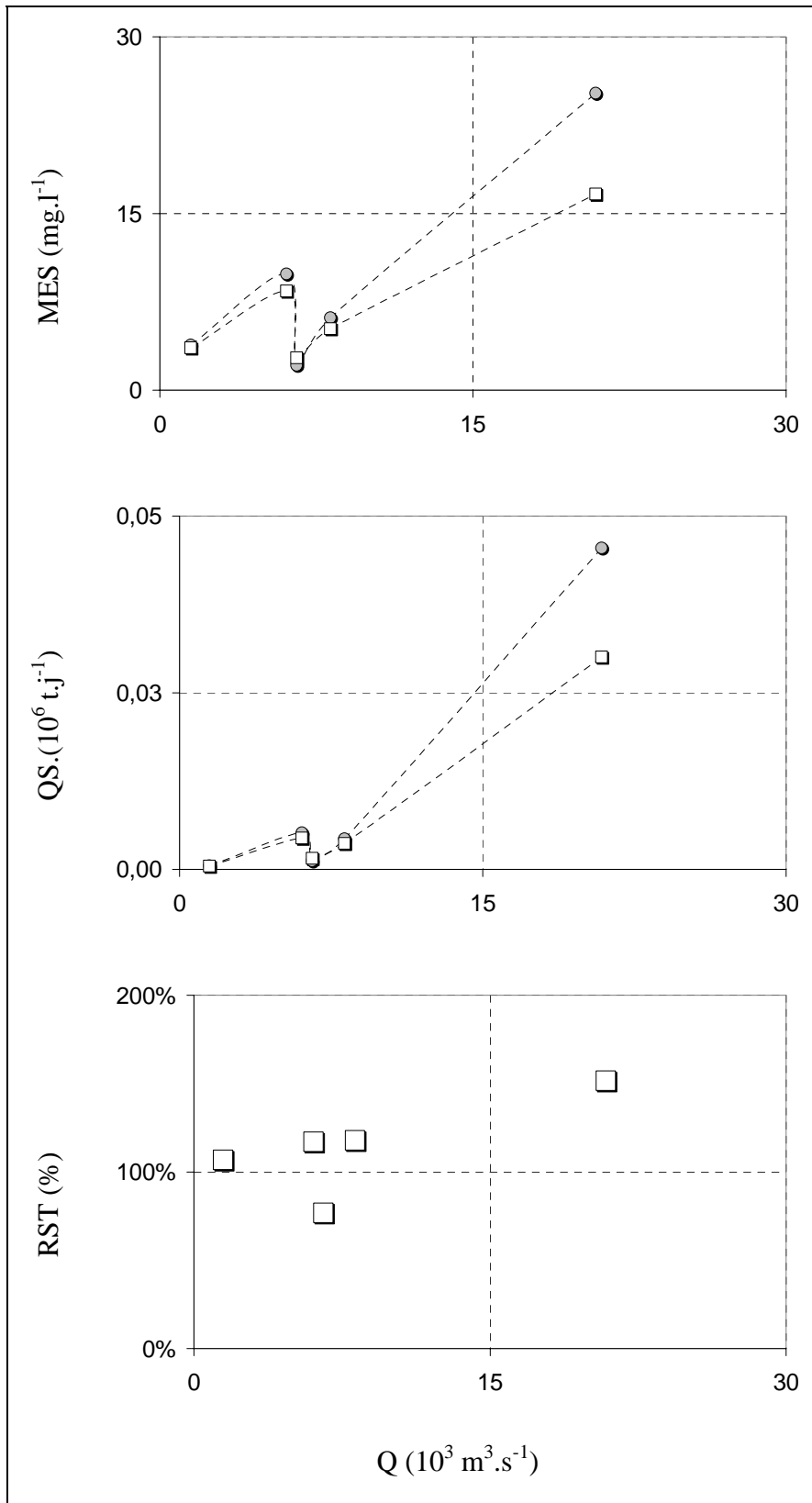


Figure 4.48 : MES et QS de surface (○) et total (◻), RST vs. Débit Rio Tapajós à Alter do Chão.

La relation statistique liant les MES de surface (MES_S) et les valeurs moyennes de la section totale (MES_T), a été explorée pour toutes la base de données du tableau 4.02 (Figure 4.49), ainsi que pour chacune des stations représentatives (Figures 4.50 et 4.51), sauf pour Itapéua du fait d'un nombre trop réduit de jaugages. Les résultats obtenus montrent tous des corrélations positives, avec de bons coefficients de corrélation ($0,8 < R^2 < 1,0$). Avec ce type de résultats, il devient possible de calculer le flux particulaire total (QS_T) à partir des concentrations des échantillons de surface (MES_S), en utilisant l'équation suivante :

$$QS_T = f(Q, MES_T) \quad (12)$$

$$\text{où } MES_T = f(MES_S) \quad (13)$$

La pente « a » obtenue sur la figure 4.49 ($MES_T = a * MES_S$) montre que les MES moyennes de la section totale sont 37% supérieures aux MES de surface, ou encore que les MES de surface représente 73% des MES moyennes de la section, toutes sections et campagnes confondues. Ce pourcentage varie suivant les sections (Figures 4.50 et 4.51), et pour les fleuves andins, les MES_S présentent des valeurs voisines : 68% pour le Rio Madeira à Fazenda Vista Alegre), 71% pour le Rio Solimões à Manacapuru, et 70% pour l'Amazone à Óbidos), ainsi que le Rio Purus à Arumã jusante (67%). Pour le Rio Negro à Paricatuba, les MES de surface correspondent à 81% des MES totales, et 142% pour le Rio Tapajós. Cette dernière valeur, traduisant des fortes teneurs relatives près de la surface, est probablement due à un bloom planctonique.

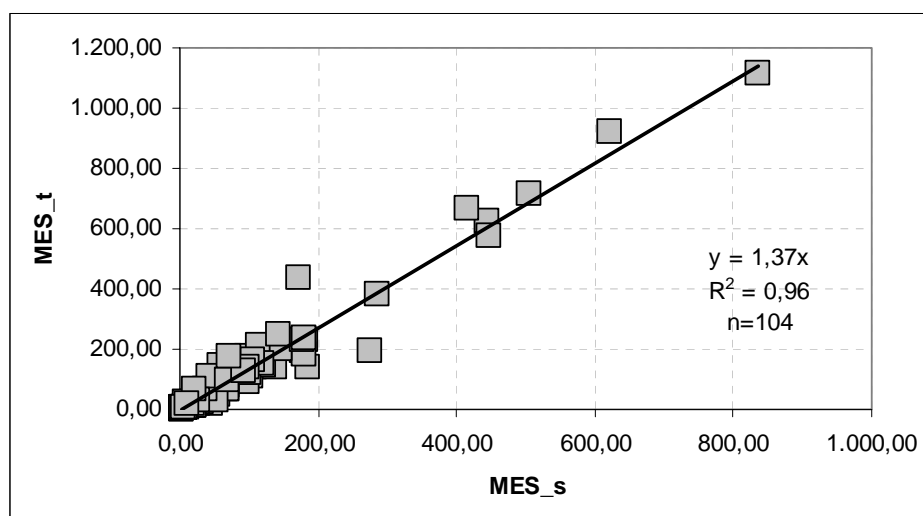


Figure 4.49 *MES_T (Total) vs. MES_S (Surface)*

Toutes les sections visitées lors des campagnes HYBAM 1995-1998

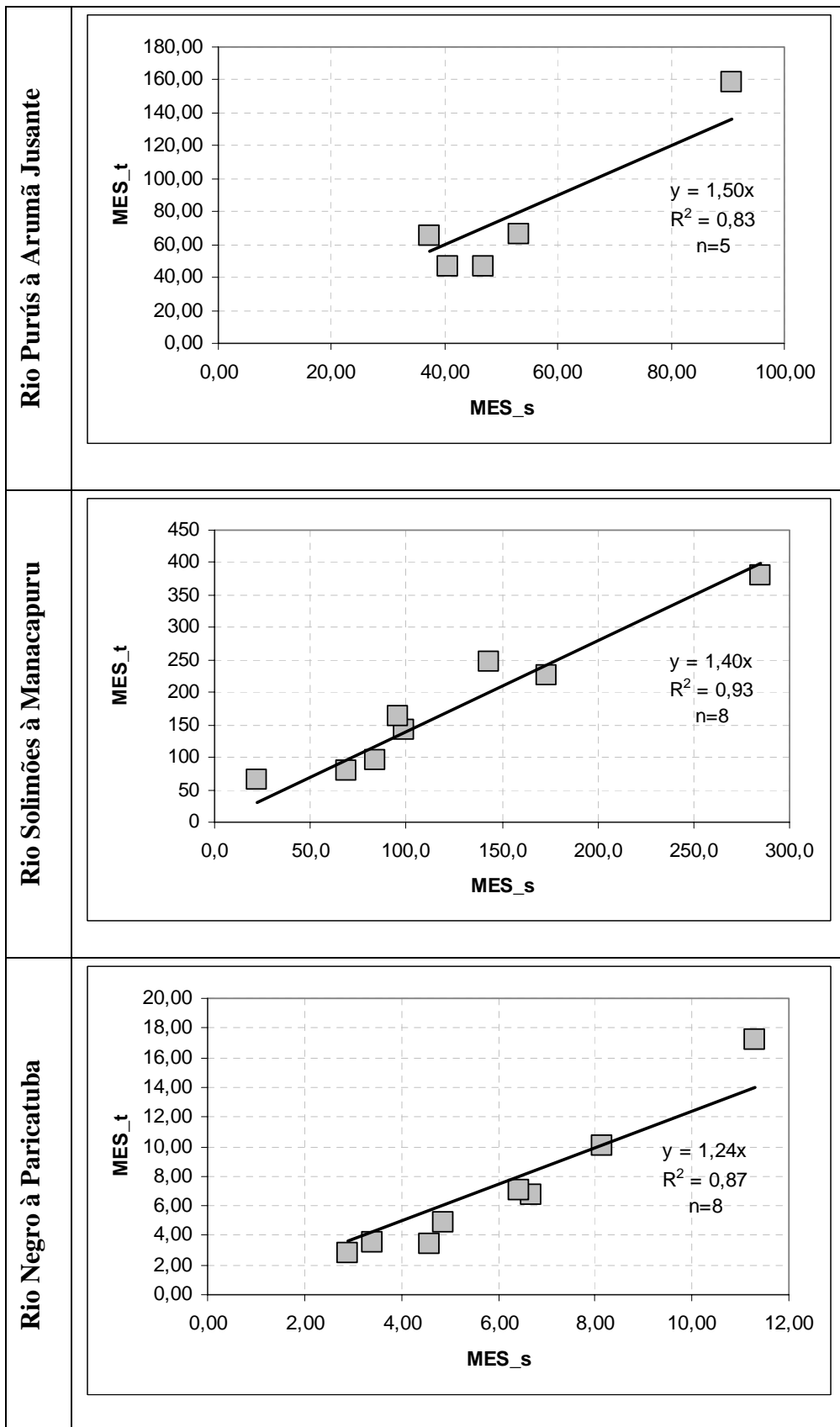


Figure 4.50 : QS_T (Total) vs. QS_S (Surface) – Campagnes HYBAM 1995-1998.

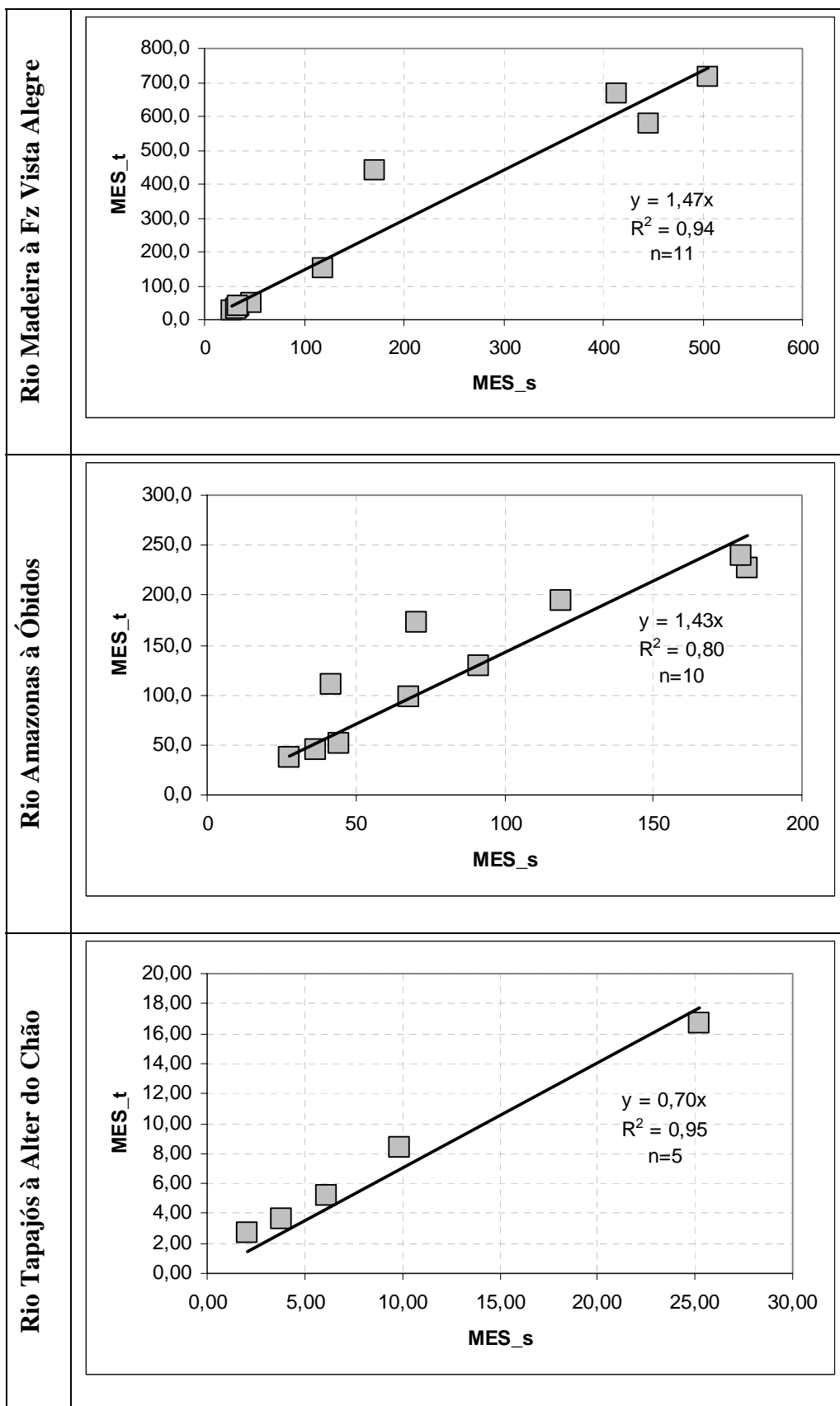


Figure 4.51 : QS_T (Total) vs. QS_S (Surface) – Campaigns HYBAM 1995-1998.

4.9. CONCLUSION

De 1995 à 1998, les campagnes du projet HYBAM ont permis d'explorer les sections de 39 sites, correspondant généralement à des stations hydrométriques de l'ANA. Les données obtenues lors de 85 jaugeages sur ces différentes stations, ont montré que :

- les fleuves amazoniens présentent des sections très étendues, de plusieurs km de large et des profondeurs dépassant parfois 100 m en hautes eaux (Itacoatiara sur le Rio Amazonas). En dépit de ces dimensions gigantesques, les vitesses de l'eau en crue dépassent fréquemment les 2 m.s^{-1} en surface et au centre de la section (quelquefois 3 m.s^{-1}), sur la plupart des fleuves d'origine andine. Les vitesses observées près du fond en crue dépassent souvent 1 m.s^{-1} , et aura pour conséquence la mise en mouvement des particules sableuses.
- Les températures de l'eau observées sont remarquablement stables, tant latéralement qu'en profondeur. Cependant, les fleuves à eau noire ou claire, présentent des températures de surface (10 premiers mètres) variables en fonction de la saison.
- Les MES se distribuent sur la verticale de manière non uniforme pour les fleuves à eau blanche provenant des Andes (rios Solimões, Madeira, et donc Amazonas) ou de l'avant-pays andin (Rio Purús). Cette distribution verticale évolue dans le temps au cours du cycle hydrologique. En période de basses eaux, la variabilité observée est généralement faible, voire inexistante, alors qu'elle peut être très marquée en période de crue, avec un fort gradient positif des concentrations en MES avec la profondeur. Les fleuves à faibles teneurs en MES, issus des boucliers guyanais et brésiliens (rios Negro et Tapajós) présentent des teneurs constantes sur la verticale, quelle que soit la saison.
- Les particules fines ($< 63 \mu\text{m}$) représentent l'essentiel du transport solide (86%) pour l'ensemble des stations étudiées, et avec une valeur moyenne de 82% pour les fleuves andins, et de 92% pour les cours d'eau issus des boucliers (rios Negro, Trombetas et Tapajós). La variabilité verticale des MES grossières (sables, $> 63 \mu\text{m}$) dans la section est 6 fois plus forte que celle des particules fines, et présente une forte augmentation des concentrations observées près du fond. Le pourcentage de MES grossières est positivement corrélé avec les débits.

- La relation liant les concentrations en MES à l'intensité « backscatter » de l'ADCP permet de connaître avec précision la distribution fine des MES dans la section jaugée. Les débits solides calculés en utilisant la relation $MES = f(dB)$ sont comparables à ceux obtenus avec des méthodes de calcul traditionnelles. Cependant, cette relation n'est pas stable dans le temps à une station donnée, et elle semble dépendre de la nature des particules. La relation $MES = f(dB)$ obtenue lors d'un jaugeage ne peut être utilisée pour une autre période, ce qui en limite son utilisation.
- Les débits solides (QS) calculés selon différentes méthodes à partir de l'ensemble des échantillons d'une section, montrent des résultats similaires. La méthode simple utilisant la moyenne arithmétique des concentrations des différents échantillons est représentative, sous réserve du maintien du plan d'échantillonnage sur 3 verticales également distribuées dans la section. Ce mode de calcul sera donc sélectionné pour la suite de l'étude.
- Les profils verticaux de débit solide (QS) sont le produit des profils de vitesse (en général plus faible vers le fond) et de la concentration en MES (en général plus fort près du fond). Les résultats obtenus montrent des profils de QS originaux, très variables en période de hautes eaux, mais dont les maxima sont observés plutôt dans le centre de la section que vers le fond.
- La relation liant les MES moyennes de la section totale (MES_T) calculé avec tous les échantillons de la section, et les MES moyennes de surface (MES_S), a été explorée. Les bonnes corrélations généralement obtenues à chacune des stations permettent le calcul du flux total (QS_T) à partir de l'échantillon de surface (MES_S). Pour les fleuves d'origine andine (rios Madeira, Solimões et Amazonas), les MES de surface représentent environ 70% des MES moyennes de la section totale. Cette valeur est de 80% pour le Rio Negro. Le Rio Tapajós s'individualise avec des teneurs de surface supérieures (140%), probablement en raison d'un fort développement planctonique près de la surface de ce cours d'eau à certaines époques de l'année.

Chapitre 5

Flux sédimentaire actuel
dans le bassin Amazonien

1. à partir des campagnes HYBAM



Echantillonneur ponctuel « Callède I » utilisé pour les campagnes HYBAM

5.1. INTRODUCTION

De nombreux auteurs ont étudiés le flux sédimentaire de l'Amazone (Gibbs, 1967 ; Meade et al., 1979, 1985 ; Meade, 1994 ; Nittrouer et al., 1986; Dunne et al., 1998; Filizola, 1999), l'objectif principal de ces études étant l'estimation des apports à l'Océan Atlantique.

Les travaux pionniers de Gibbs (1967), basés sur un échantillonnage essentiellement de surface, avaient pour but l'étude de la variabilité temporelle et longitudinale des flux sédimentaires de l'Amazone et de ses principaux tributaires au niveau de leur confluence. Quelques années plus tard, le projet Alpha-HELIX (Meade et al., 1979), propose une nouvelle stratégie d'échantillonnage sur les mêmes sites que Gibbs, mais basée sur un échantillonnage détaillé de la verticale. Ces auteurs montrent clairement que les profils de MES dans la section présentent un gradient positif avec la profondeur (Curtis et al., 1979). Ensuite, le programme CAMREX, basé sur un échantillonnage de la section par intégration (Richey et al., 1986), génère de nombreuses données sur le cours principal de l'Amazone, ainsi que sur les affluents majeurs à proximité de leur embouchure, et ce à différentes époques du cycle hydrologique. La variabilité saisonnière du flux sédimentaire est enfin abordée (Meade et al., 1985). A la même époque, le programme AMASSEDS (Nittrouer et al., 1986) réalise une étude de la sédimentation et de sa variabilité temporelle, au large de l'embouchure de l'Amazone, à partir de sondages dans les sédiments récents. Enfin, l'exploitation récente des données du réseau hydrométrique brésilien a permis de proposer une nouvelle estimation des apports sédimentaires de l'Amazone à l'Océan Atlantique (Bordas, 1991 ; Filizola, 1999).

Cette estimation du transport sédimentaire de l'Amazone, dont les résultats varient de 100% selon les auteurs, a toujours été sujette à caution, compte tenu du petit nombre de prélèvements collectés, des différentes méthodes d'échantillonnage (en surface, par intégration, etc.), ainsi que des méthodes de calcul utilisées. Enfin, aucune de ces études antérieures n'avait permis de connaître précisément le régime saisonnier des flux sédimentaires de l'Amazone et de ses principaux formateurs.

L'objectif de cette étude est de mieux connaître le régime des flux sédimentaires de l'Amazone et de ses principaux affluents, afin de proposer la meilleure estimation possible des apports à l'Océan Atlantique. Cette démarche s'appuie sur trois groupes d'information indépendants, qui sont :

- Les données des campagnes HYBAM, acquise selon un protocole strict d'échantillonnage de la section (cf. chapitre 4). Ces données permettent d'évaluer avec

un pas de temps saisonnier la variabilité longitudinale (d'amont en aval) des flux sédimentaires, ainsi que les grands traits de la variabilité saisonnière à quelques stations représentatives.

- Les données acquises aux stations de référence HYBAM (cf. chapitre 3). Il s'agit d'échantillons de surface prélevés tous les 10 jours depuis quelques années, sur une dizaine de stations représentatives des principaux fleuves. Ces données, couplées à celles des campagnes, permettront de connaître plus précisément la variabilité temporelle des flux sédimentaires.
- Les données des réseaux hydrométriques nationaux, correspondant à des stations spatialement bien distribuées sur l'ensemble du bassin bolivien et brésilien, mais avec une fréquence d'échantillonnage basse (tous les 3 mois au Brésil, variable en Bolivie).

Le présent chapitre 5 va s'intéresser au premier groupe de données (campagnes HYBAM de 1995 à 1999), les chapitres 6 et 7 traitant respectivement des stations de référence HYBAM et des données des réseaux nationaux.

Les campagnes du projet HYBAM ont débuté en 1995 et continuent à l'heure actuelle, au rythme de 1 à 3 campagnes par an. Ces campagnes ont parcouru les principaux fleuves du bassin de l'Amazone (rios Negro, Madeira, Solimões et Amazonas) et des mesures ont également été réalisées aux confluences des cours d'eau secondaires (Tableau 4.02). Certains affluents ont également été reconnus lors de campagnes spécifiques : rios Japurá, Içá, Branco, Purús, etc. Les sections visitées par les campagnes ont été étudiées en détail, notamment la distribution des vitesses, des matières en suspension (MES), et du débit solide (QS) dans la section (cf. chapitre 4). L'objectif spécifique du présent chapitre 5 est donc de :

- i. étudier la variabilité longitudinale (d'amont en aval) du flux sédimentaire sur les principaux fleuves du bassin,
- ii. évaluer la variabilité temporaire des débits (Q), des MES et des QS aux principales stations visitées, afin de pouvoir
- iii. proposer une estimation du flux sédimentaire de chacun des principaux formateurs de l'Amazone, et ainsi
- iv. évaluer les apports sédimentaires actuels à l'Océan Atlantique.

5.2. VARIABILITE LONGITUDINALE SUR LES PRINCIPAUX FLEUVES

Dans cette partie de l'étude, les données des campagnes HYBAM seront analysées d'amont en aval, le long des principaux tributaires de l'Amazonie. L'idée de base était de réaliser au minimum deux campagnes sur chaque tributaire de l'Amazonie : une en hautes eaux, et l'autre en basses eaux. Les flux (Q et QS) ainsi observés sur les différentes stations de l'amont vers l'aval, ont été comparés aux flux calculés en additionnant les flux du cours principal avec celui des tributaires éventuels (cf. équation 10 du chapitre 3.5.3). Les MES et les QS correspondent aux valeurs moyennes de la section totale, en utilisant la méthode de la moyenne arithmétique (équation 1 du chapitre 3.5.1). De 1995 à 1998, le tronçon commun Manacapuru - Óbidos a été parcouru par huit campagnes lors de situations hydrologiques contrastées (Figure 5.01). Les données obtenues permettent de calculer le bilan des flux liquides (Q) et sédimentaires (QS) de la manière suivante :

$$\text{MAN} + \text{PAR} + \text{FVA} + \epsilon = \text{OBI} \quad (14)$$

avec : MAN = Rio Solimões à Manacapuru, PAR = Rio Negro à Paricatuba, FVA = Rio Madeira à Fazenda Vista Alegre, OBI = Rio Amazonas à Óbidos, ϵ = représente la différence entre le calcul et l'observation à Óbidos. Une valeur positive traduit un apport du bassin non mesuré, une valeur négative correspond à un déficit.

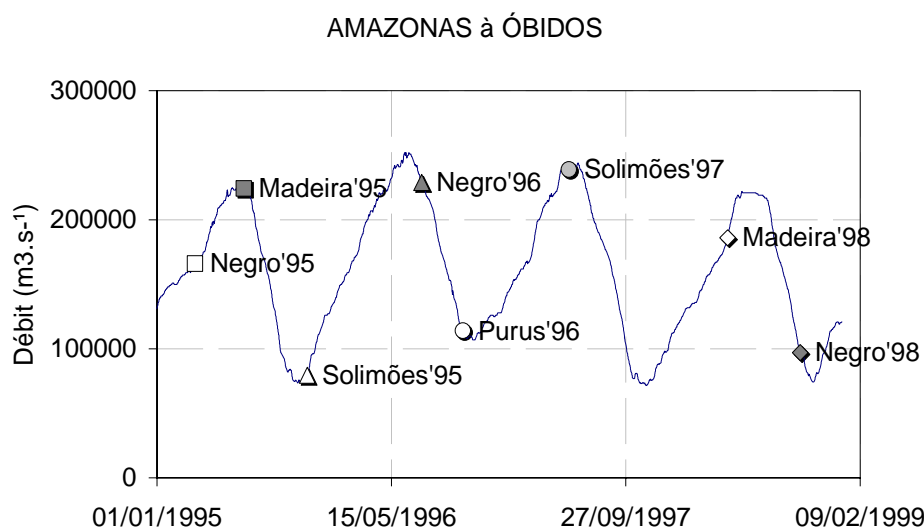


Figure 5.01 : Contexte hydrologique durant les campagnes HYBAM (1995-1998)

Débit du Rio Amazonas à Óbidos (données de l'ANA Brasília)

5.2.1. Rio Solimões

Les résultats obtenus sur le Rio Solimões proviennent de deux campagnes HYBAM. La première a été réalisée en octobre - novembre 1995, alors que le Rio Solimões à Manacapuru se trouvait en fin d'étiage, tout comme l'Amazone à Óbidos. La seconde campagne a été réalisée en avril - mai 1997 alors que le Rio Solimões à Manacapuru était en montée de crue, et l'Amazone à Óbidos déjà en maximum de crue. Au cours de la première campagne (basses eaux, 1995), le profil longitudinal des débits se traduit par une logique augmentation progressive le long du Rio Solimões (Figure 5.02) entre Tabatinga (TAB) situé à la frontière colombienne, et Manacapuru (MAN) localisé à l'amont de la confluence avec le Rio Negro. Sur le premier tronçon, entre TAB et São Paulo de Olivença (SPO), le débit augmente de 22% par rapport à la valeur observée à TAB. Sur le tronçon entre SPO et Santo Antônio do Içá (SAI), cette augmentation du débit est de 18%. Sur le troisième tronçon, entre SAI et Fonte Boa (FBO), cette valeur est de 20%, du même ordre de grandeur que sur les tronçons précédents. Entre FBO et Itapetuba (ITP), l'arrivée de tributaires importants comme les rios Juruá et Japurá, entraîne une augmentation des débits de 37%, soit pratiquement le double que entre TAB et FBO. Ensuite, le dernier tronçon entre ITP et Manacapuru (MAN) est marqué par l'arrivée du Rio Purús (12% de débit supplémentaire).

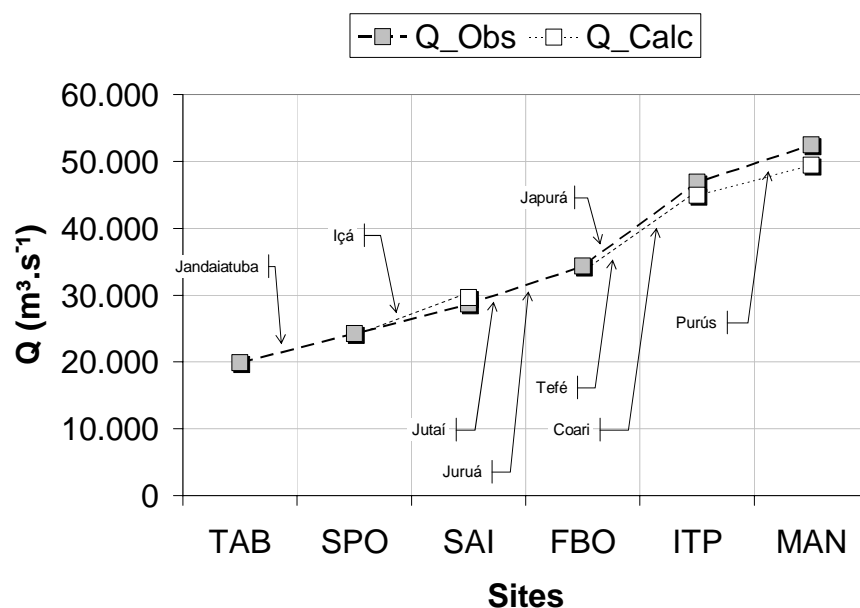


Figure 5.02 : Evolution longitudinale du débit (Q), Rio Solimões, novembre 1995

[TAB = Tabatinga, SPO = São Paulo de Olivença, SAI = Santo Antônio do Içá,
FBO = Fonte Boa, ITP = Itapéua, MAN = Manacapuru]

La différence entre les valeurs observées et les valeurs mesurées par le bilan amont - aval, reste faible (-3% à SAI et +4% à ITP) et les débits peuvent être considérés comme pratiquement égaux.

En ce qui concerne le débit solide (QS), la tendance à l'augmentation observée entre TAB et MAN est comparable avec celle des débits (Figure 5.03). Sur le tronçon entre TAB et SPO, l'augmentation de QS est de 26%. Avec l'arrivée du Rio Içá d'origine andine, cette augmentation passe à 63% entre SPO et SAI. Sur le tronçon suivant, entre SAI et FBO, la variabilité de QS revient à un niveau voisin des premiers tronçons (20%). De FBO à ITP, la augmentation de QS est très faible (9%) malgré les apports des rios Japurá et Juruá, qui participent cependant à l'augmentation des débits. Le dernier tronçon, entre ITP et MAN, enregistre une montée de 15% des apports solides du fait de l'arrivée du Rio Purús. Les différences entre les valeurs observées et celles calculées par le bilan des contributions amont, sont de +25% à SAI, +0.5% à ITP et +12% à MAN. Les valeurs calculées sont toujours inférieures à celles observées.

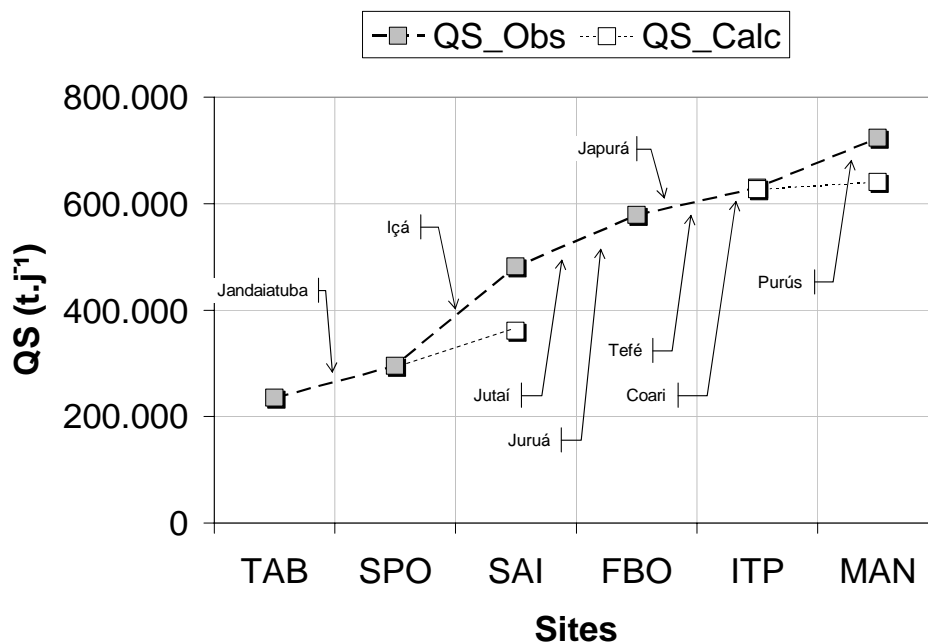


Figure 5.03 : Evolution longitudinale du débit solide (QS), Rio Solimões, novembre 1995

[TAB = Tabatinga, SPO = São Paulo de Olivença, SAI = Santo Antônio do Içá,
FBO = Fonte Boa, ITP = Itapéua, MAN = Manacapuru]

Les résultats de cette première campagne sur le Rio Solimões montrent une augmentation des débits entre SAI-FBO et FBO-ITP, principalement du fait des apports liquides des rios Juruá et Japurá. Par contre, cette augmentation n'a pas été enregistrée de la même manière pour les débits solides (QS), qui eux augmentent sur les tronçons SPO-SAI et SAI-FBO, du fait des apports sédimentaires du Rio Içá et dans une moindre mesure des rios Jutai et Juruá.

Dans le contexte hydrologique de la seconde campagne réalisée sur le Rio Solimões (hautes eaux), une tendance générale à l'augmentation des débits est observée de TAB à MAN (Figure 5.04), tout comme lors de la première campagne, mais avec des valeurs de débit au moins deux fois supérieures. Entre TAB et SPO, l'augmentation de Q (3%) est faible, voire inexistante. Sur le tronçon suivant, entre SPO et FBO, le débit s'élève de 34%, puis encore de 34% entre FBO et TEF, du fait des apports liquides des différents affluents. Ensuite, une variation très faible, voire inexistante (0,2%), entre TEF et ITP, et un nouveau ressaut (38%) avec l'arrivée du Rio Purus, entre ITP et MAN. La différence entre les valeurs observées et les valeurs calculées par le bilan des apports reste très faible (+9% à FBO, +5% à TEF et + 9% à MAN). Ces différences peuvent être dues aux apports des affluents non jaugés le long de ce transect.

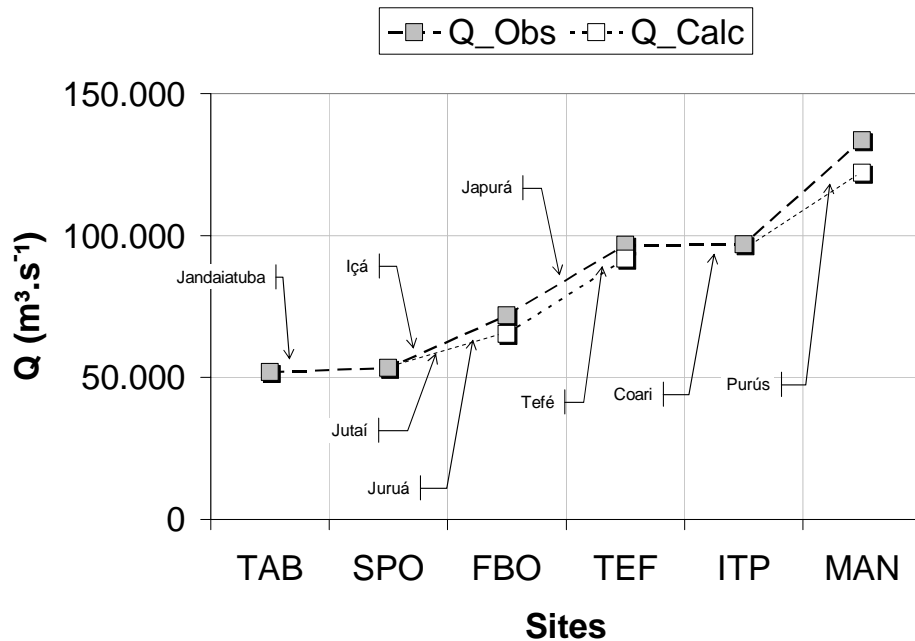


Figure 5.04 : Evolution longitudinale du débit (Q), Rio Solimões, mai 1997

[TAB = Tabatinga, SPO = São Paulo de Olivença, FBO = Fonte Boa,
TEF = Tefé, ITP = Itapéua, MAN = Manacapuru]

Les débits solides du Rio Solimões au cours de cette deuxième campagne (Figure 5.05) présentent des valeurs, en moyenne deux fois plus élevées que lors de la précédente. Entre TAB et SPO le flux sédimentaire augmente de 13%, puis de 55% entre SPO et FBO du fait des apports du Rio Içá. Ensuite, le débit solide diminue de -25% entre FBO et TEF, et de -4% entre TEF et ITP, malgré les apports liquides des rios Japurá et Juruá. Le dernier tronçon, de ITP à MAN, présente une forte augmentation de 88% du fait des apports du Rio Purús. A cette époque de l'année, les flux sédimentaires ne semblent donc pas être conservatifs le long du Rio Solimões, traduisant des phénomènes de dépôt entre FBO et ITP, et peut être une reprise du matériel déposé l'année précédente sur le tronçon ITP et MAN. La différence entre valeurs observées et valeurs calculées par le bilan des apports est de +30% à FBO, -42% à TEF et +41% à MAN. Cette forte variabilité négative peut donc être le résultat de phénomènes de sédimentation, notamment dans la région de chenaux inondés proche de la confluence Japurá - Solimões.

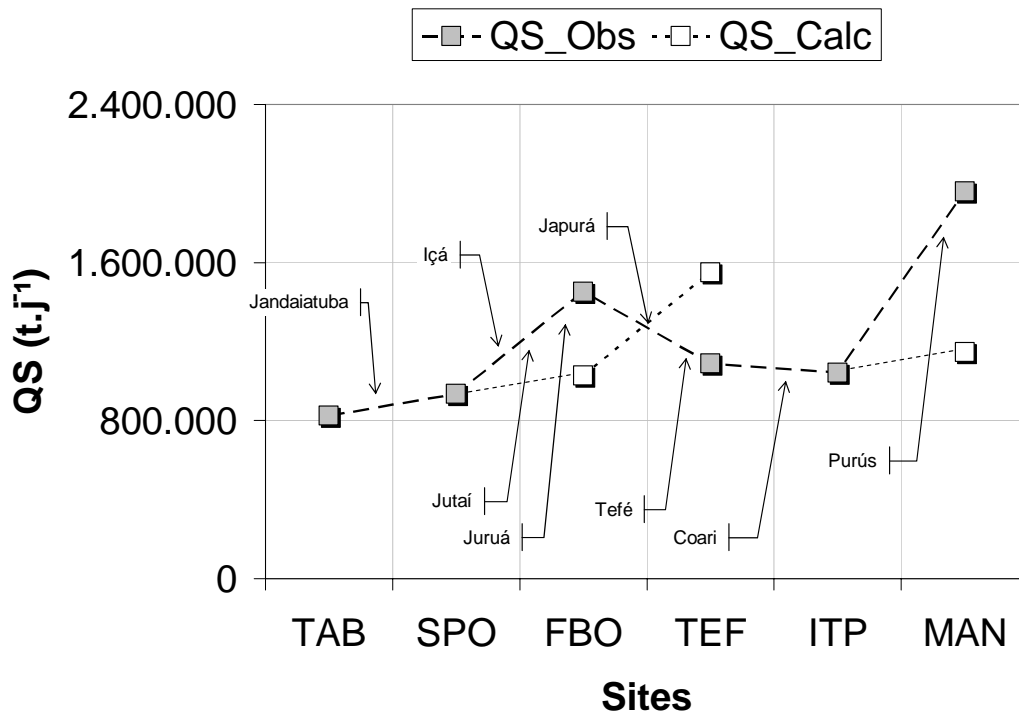


Figure 5.05 : Evolution longitudinale du débit solide (QS), Rio Solimões, mai 1997

[TAB = Tabatinga, SPO = São Paulo de Olivença, FBO = Fonte Boa,
TEF = Tefé, ITP = Itapéua, MAN = Manacapuru]

Les résultats de cette seconde campagne sur le Rio Solimões montrent un comportement des débits comparable à celui de la première campagne, ie une augmentation progressive d'amont en aval, du fait des apports des différents tributaires, notamment les rios Juruá et Japurá entre SPO et TEF, et le Rio Purus entre ITP et MAN. Le bilan du flux sédimentaire montre une diminution du transport, qui semble indiquer des phénomènes de sédimentation, entre FBO et ITP, notamment lors de la seconde campagne en hautes eaux. La forte augmentation du flux sédimentaire sur la partie finale, entre ITP et MAN, qui ne peut être entièrement expliquée par l'apport du Rio Purus, pourrait correspondre à une reprise des sédiments déposés au cours des cycles antérieurs.

5.2.2. Rio Madeira

Deux campagnes HYBAM ont également été réalisées sur le Rio Madeira, la première en juin - juillet 1995, correspondant à une période de fin de décrue en Bolivie, puis en début de décrue tant à Fazenda Vista Alegre (FVA) sur le Rio Madeira, qu'à Óbidos (OBI) sur

l'Amazone (Figure 5.01). La seconde campagne réalisée en avril 1998 correspond au pic de crue du Rio Madeira.

Au cours de la première campagne, les débits de l'amont vers l'aval (Figure 5.06) augmentent progressivement de Porto Velho (PTV) à l'embouchure (Foz) du Rio Madeira (FDM). Cette augmentation n'est que de 6% entre PTV et Humaitá (HUM), malgré les apports des rios Candeias et Ji-Paraná. Entre HUM et Manicoré (MNI), la confluence des rios Marmelos et Manicoré entraîne une augmentation de 21%. Sur le tronçon entre MNI et Fazenda Vista Alegre (FVA), les apports du Rio Aripuanã sont à l'origine de 20% de débit supplémentaire. Enfin, les débits baissent de 12% sur le dernier tronçon, de FVA à FDM, probablement en raison du contrôle hydraulique exercé par l'Amazone sur le bas Madeira, ainsi que de la diffluence d'une partie des eaux du Rio Madeira vers l'Amazone par le Paraná Ururia, à l'aval de FVA.

La différence entre débits mesurés et débits calculés par le bilan des apports est quasi nulle, mis à part à FVA qui présente un excédent de 12%. Ceci peut donc s'expliquer par l'existence de petits cours d'eau non jaugés. Le décalage entre la vitesse de déplacement du bateau et l'onde de crue peut également interférer sur ces valeurs.

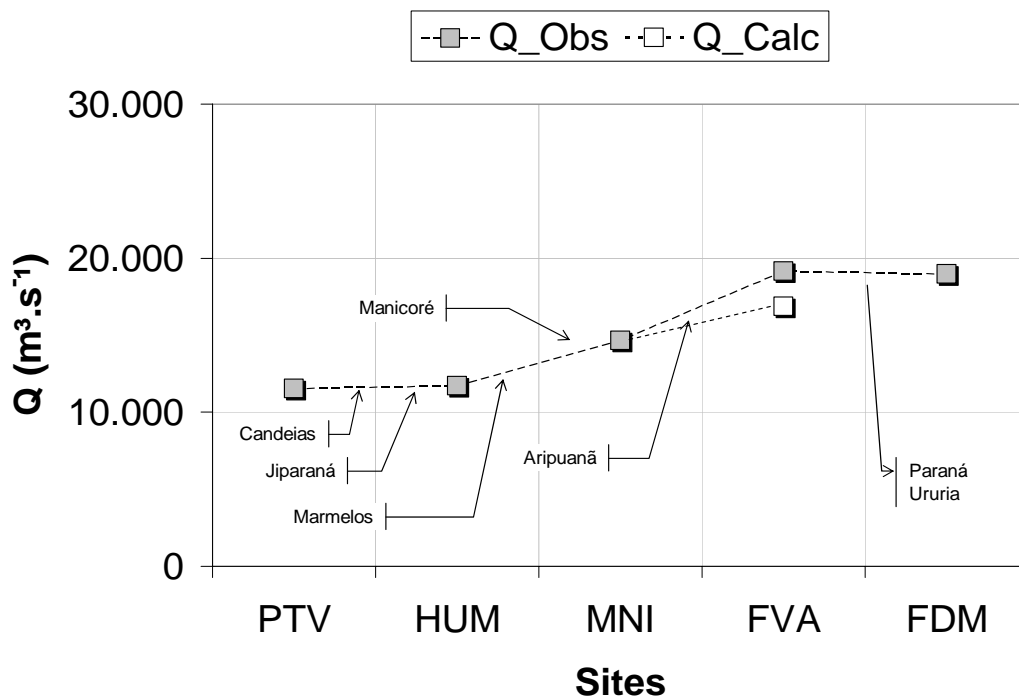


Figure 5.06 : Evolution longitudinale du débit (Q), Rio Madeira, juin 1995

[PTV = Porto Velho, HUM = Humaita, MNI = Manicoré,
FVA = Fazenda Vista Alegre, FDM = Foz (embouchure) du Rio Madeira]

La variabilité du débit solide (QS) de l'amont vers l'aval est représenté par la figure 5.07. Entre PTV et MNI, la tendance est à l'augmentation progressive des flux, puis à la baisse de MNI jusqu'à l'embouchure. Entre PTV et HUM, cette augmentation est 4% du QS, alors qu'elle passe à 16% entre HUM et MNI. Sur le tronçon suivant (MNI – FVA), le déficit observé est de 10%, alors qu'il atteint 60% sur le tronçon final de FVA à FDM. Cette chute du transport solide est probablement due à d'importants phénomènes de sédimentation dans la partie aval du Rio Madeira, notamment en raison du contrôle hydraulique (blocage des écoulements) par le Rio Amazonas. Les différences entre observations et calcul du bilan, montrent un déficit de 12% à FVA, traduisant déjà à cette station d'importants phénomènes de stockage du flux sédimentaire.

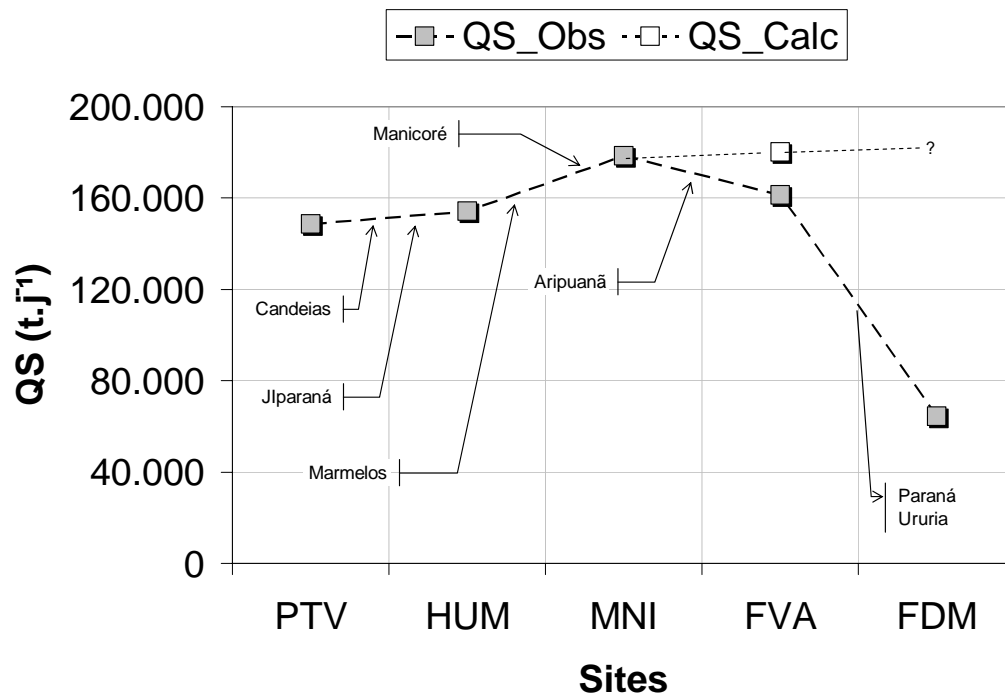


Figure 5.07 : Evolution longitudinale du débit solide (QS), Rio Madeira, juin 1995

[PTV = Porto Velho, HUM = Humaita, MNI = Manicoré,
FVA = Fazenda Vista Alegre, FDM = Foz (embouchure) du Rio Madeira]

La seconde campagne HYBAM sur le Rio Madeira a été effectuée en avril 1998, en période de relatives hautes eaux. Les débits présentent une tendance générale à l'augmentation, d'amont en aval, de PTV à FVA en fonction de l'apport des différents tributaires, puis une diminution entre FVA et FDM (Figure 5.08). Les débits mesurés sont sensiblement plus élevés (plus du double) que lors de la première campagne de juin 1995. L'augmentation des apports liquides est de 6% entre PTV et HUM, puis de 21% entre HUM et MNI, et de même entre MNI et FVA. La forte diminution des débits de FVA à FDM (-12%) est probablement le résultat d'une difffluence d'une partie des eaux du bas Madeira par le Paraná Ururia, cette capture étant d'autant plus importante que le débit est élevé. Le bilan entre les valeurs observées et les valeurs calculées est de -0,9% à HUM, +10% à MNI, et +1% à FVA. La forte différence de MNI provient vraisemblablement du décalage entre le déplacement du bateau et la vitesse de l'onde de crue, ou encore de l'existence d'affluents non jaugés.

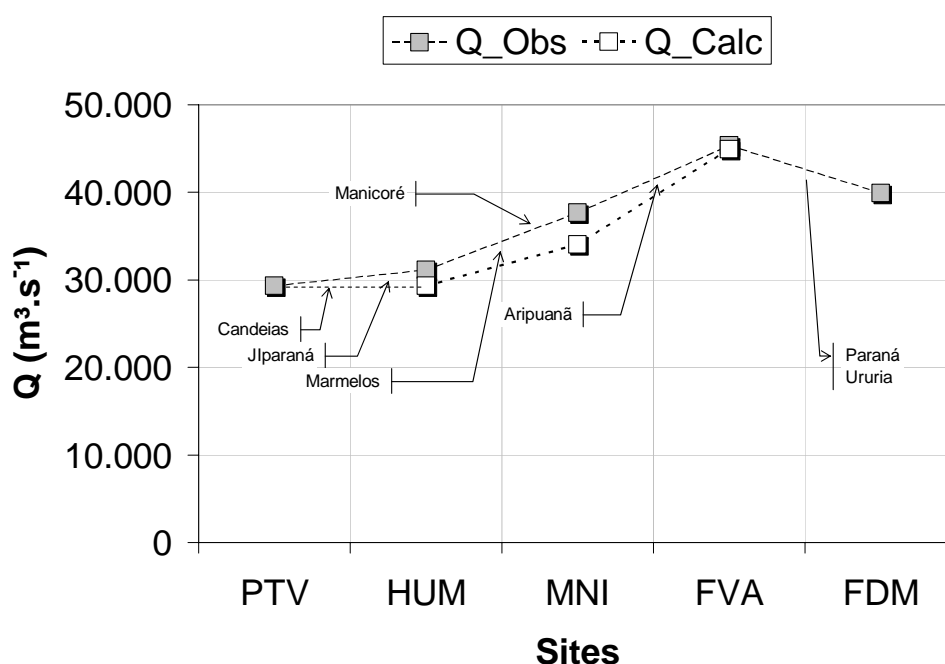


Figure 5.08 : Evolution longitudinale du débit (Q), Rio Madeira, avril 1998

[PTV = Porto Velho, HUM = Humaita, MNI = Manicoré,
FVA = Fazenda Vista Alegre, FDM = Foz (embouchure) du Rio Madeira]

En ce qui concerne le débit solide (Q_S), les données de cette seconde campagne sur le Rio Madeira indiquent (Figure 5.09), une forte diminution du transport solide de PTV à HUM (-24%), ainsi que de HUM à MNI (-19%), traduisant d'importants phénomènes de stockages

sédimentaire dans cette partie du bassin. Par contre, le flux sédimentaire augmente vers l'aval, tout d'abord de MNI à FVA (12%), puis de FVA à FDM (9%). Le bilan entre valeurs observées et valeurs mesurées est de -31% à HUM, -23% à MNI, et +10% à FVA. Cette augmentation à l'aval a été déjà observée par Martinelli et al., (1993), à partir des données d'une campagne CAMREX réalisée en avril 1984. D'après ces auteurs, ce phénomène serait dû à la resuspension des sédiments déposés lors des crues précédentes dans le lit de la rivière. Dans cette région du bas-Madeira, le cycle dépôt - resuspension serait influencé par le contrôle hydraulique de l'Amazonie entraînant un "barrage" des écoulements du Rio Madeira à cette époque de l'année. En basses eaux, alors que la pente hydraulique est plus faible, les sédiments transportés se déposent, et en hautes eaux, alors que la pente de la ligne d'eau est plus forte, les sédiments déposés précédemment sont remis en suspension. Ce mode de fonctionnement a déjà été mis en évidence sur de nombreux grands fleuves (Meade, 1988).

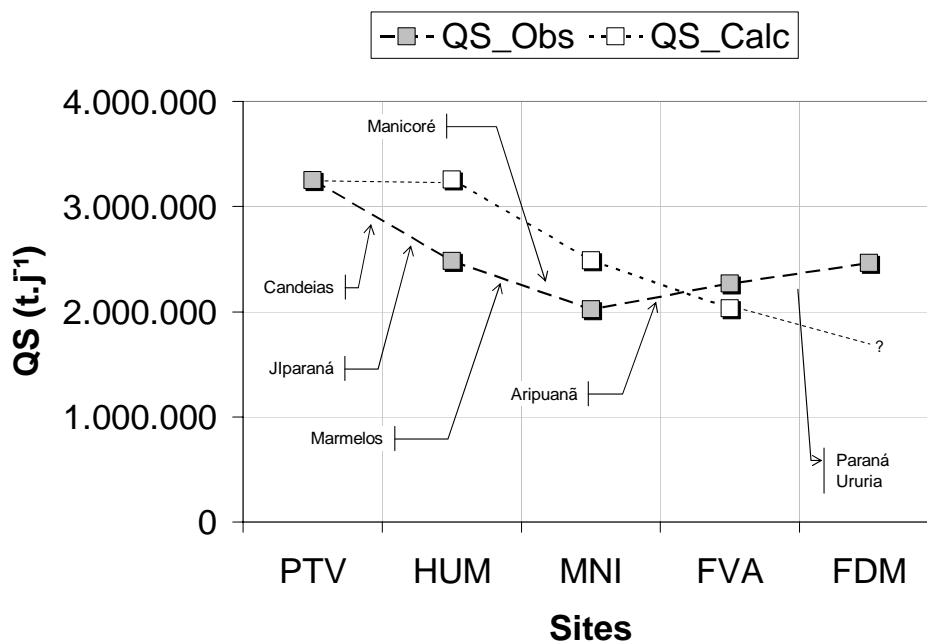


Figure 5.09 : Evolution longitudinale du débit solide (QS), Rio Madeira, avril 1998

[PTV = Porto Velho, HUM = Humaita, MNI = Manicoré,
FVA = Fazenda Vista Alegre, FDM = Foz (embouchure) du Rio Madeira]

5.2.3. Rio Purus

Une seule campagne a été réalisée sur le Rio Purus, en octobre 1996, lors de basses eaux bien marquées (Figure 5.01). Cette campagne a débuté à Lábrea (LAB), environ 1000 km à l'amont de l'embouchure de ce fleuve dans l'Amazonie (en ligne droite), et s'est poursuivie le long du fleuve jusqu'à la station de Arumã Jusante (ARJ).

Pour cette campagne unique, la variabilité longitudinale d'amont en aval sur le Rio Purus, montre une tendance linéaire croissante, tant pour les débits (Q) que pour les débits solides (QS). En comparaison avec les grands fleuves amazoniens précédemment étudiés, les débits observés sur le Rio Purus paraissent très faibles à cette époque de l'année (Figure 5.10). Le débit mesuré à ARJ ne représente que 5% du débit du Rio Solimões à Manacapuru, et 2% du débit de l'Amazonie à Óbidos. De Lábrea (LAB) à Canutama (CAN), le débit augmente de 42%, puis de 120% entre CAN et Baturité (BAT), situé à l'aval de la confluence avec le Rio Tapauá. La différence entre les valeurs observées et les valeurs calculées est significative pour Baturité, avec un débit mesuré supérieur de 31% au calcul du bilan. Cette différence provient très certainement des nombreux petits affluents non jaugés, tels que les rios Itaparanã et Jacaré.

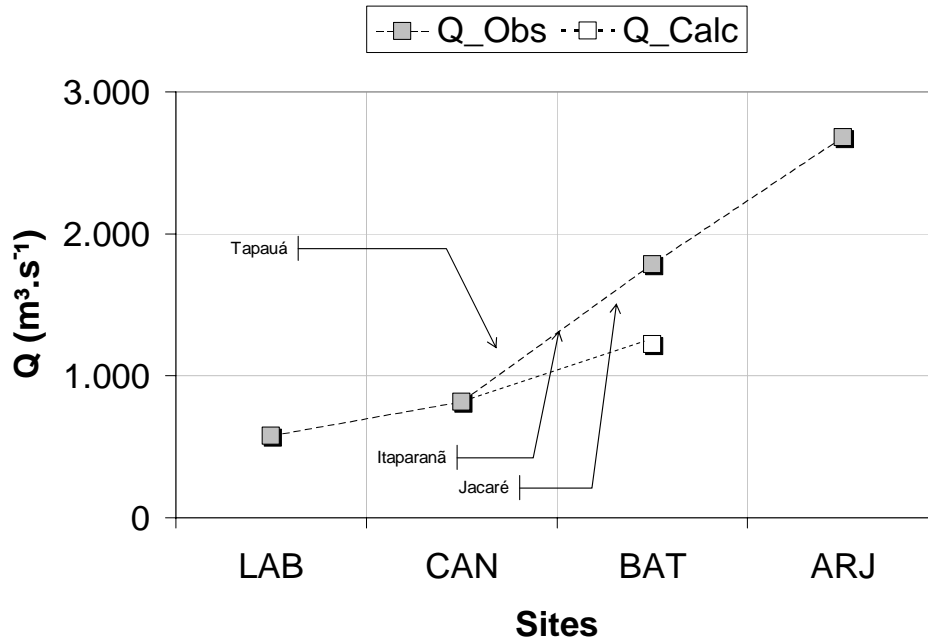


Figure 5.10 : Evolution longitudinale du débit (Q), Rio Purus, octobre 1996

[LAB = Lábrea, CAN = Canutama, BAT = Baturité, ARJ = Arumã Jusante]

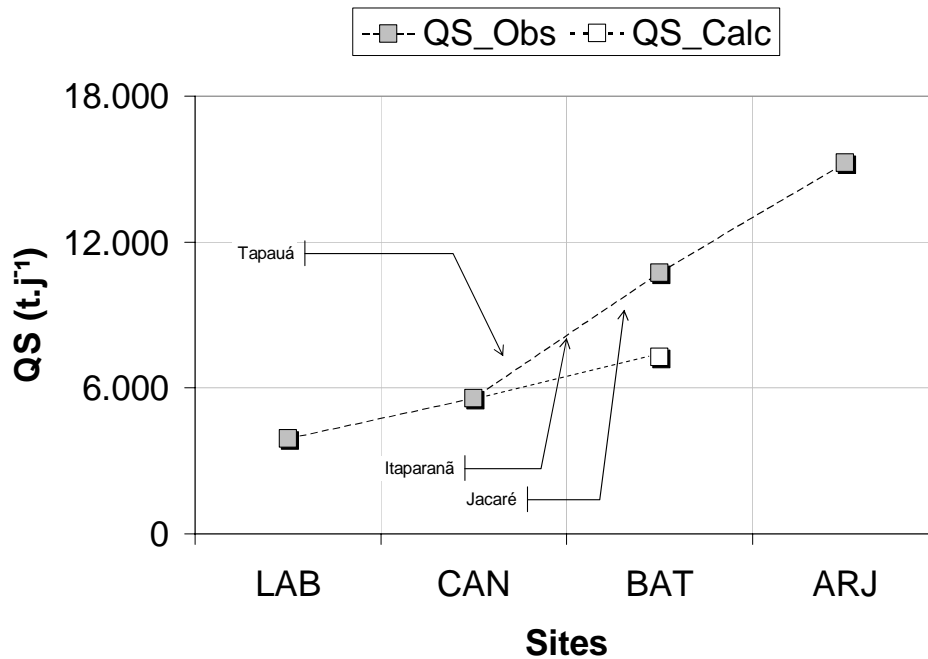


Figure 5.11 : Evolution longitudinale du débit solide (QS), Rio Purus, octobre 1996

[LAB = Lábrea, CAN = Canutama, BAT = Baturité, ARJ = Arumã Jusante]

La même tendance est observée pour les débits solides (QS), avec une augmentation linéaire de LAB à CAN (42%), de CAN à BAT (93%), puis 42% de BAT à ARJ (Figure 5.11). De la même manière que pour les débits, la comparaison du bilan des apports avec les observations, présente une différence significative (32%) seulement à la station de Baturité (BAT), probablement due à la non prise en compte des petits affluents.

5.2.4. Rio Negro

Deux campagnes HYBAM ont été organisées sur le Rio Negro : la première en juillet 1996, en hautes eaux, et la seconde en septembre - octobre 1998, en période de décrue prononcée. Lors de la première campagne, seulement deux tronçons ont été étudiés (Figure 5.12), de Curicuriari (CUR) à Serrinha (SER), puis de SER à Paricatuba (PAR). Du fait des apports liquides des rios Marie et Demeni, puis des rios Branco et Jaú, les débits observés augmentent respectivement de 44% et de 88%. La différence entre les observations et le calcul du bilan amont - aval est d'environ 30%, du fait de la non prise en compte des apports des rios Unini et Jauaperi d'accès difficile en cette époque de l'année, et du Rio Curicuriari situé dans une réserve indigène à accès limité.

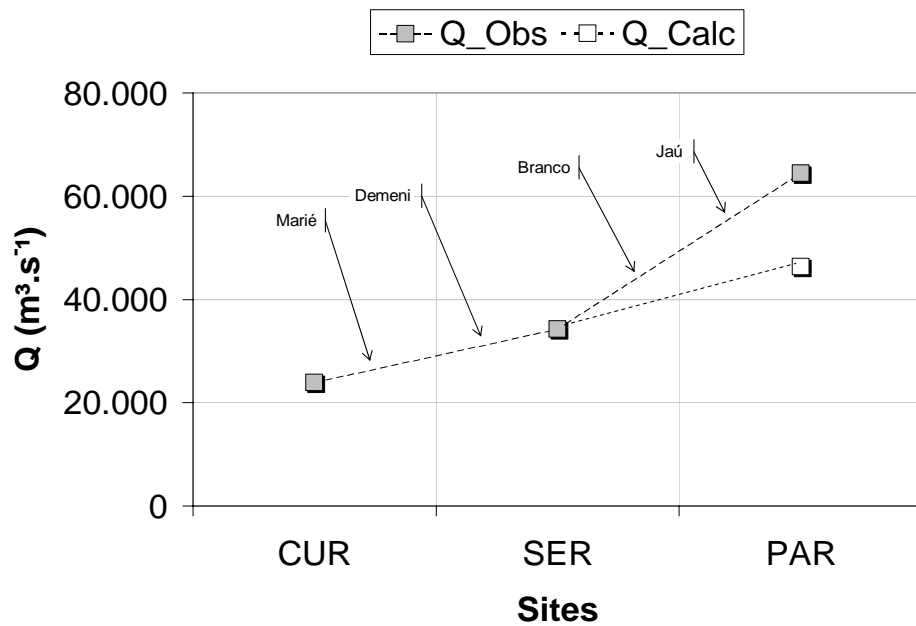


Figure 5.12 : Evolution longitudinale du débit (Q), Rio Negro, juillet 1996

[CUR = Curicuriari, SER = Serrinha, PAR = Paricatuba]

Les données du transport particulaire (Figure 5.13) présente un comportement semblable à celui du débit, avec une augmentation des QS de 34% sur le premier tronçon, et de 131% sur le second. Du fait des faibles concentrations en MES observées sur le Rio Negro (Filizola, 1999), le flux particulaire du Rio Branco représente 40% du flux total du Rio Negro à l'embouchure. La différence entre flux mesurés et flux calculés par les bilans amont - aval, est de 23% et peut là aussi correspondre à l'absence de mesure sur les rios Unini et Jauaperí.

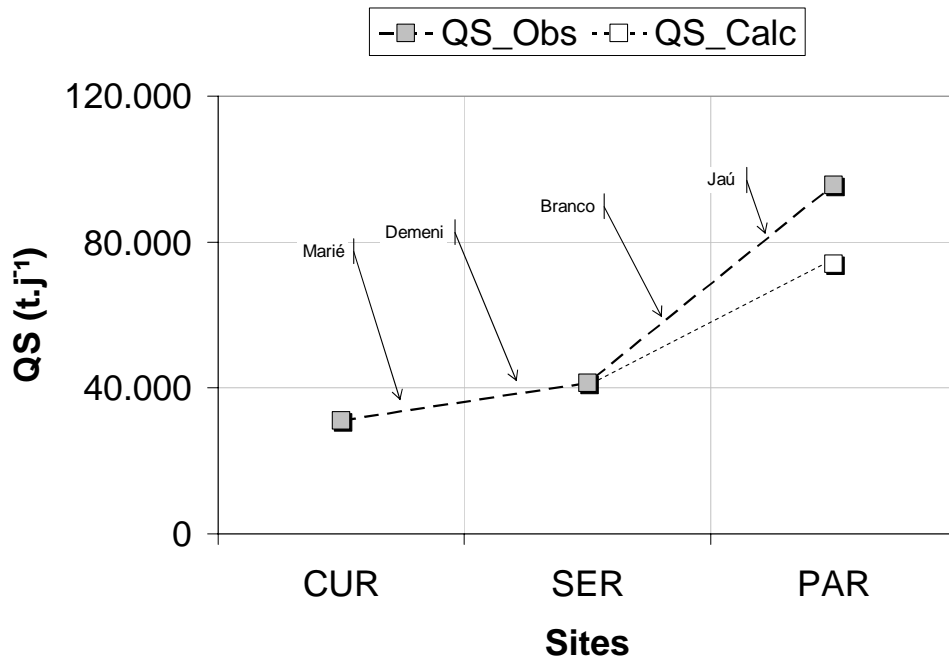


Figure 5.13 : Evolution longitudinale du débit solide (QS), Rio Negro, juillet 1996

[CUR = Curicuriari, SER = Serrinha, PAR = Paricatuba]

Au cours de la seconde campagne sur le Rio Negro, en période de moyennes eaux (décrue), trois tronçons ont pu être étudiés (Figure 5.14), et les valeurs mesurées de Q et QS étaient respectivement inférieures de 50% et 70% par rapport à la première campagne. La tendance générale correspond à une augmentation progressive de l'amont vers l'aval des Q et des QS. Entre CUR et SER, les débits augmentent de 45%, puis de 50% entre SER et Moura (MOU). A partir de la confluence du Rio Branco, cette augmentation diminue : 16% entre la confluence et Moura (MOU), puis 18% de MOU à PAR.

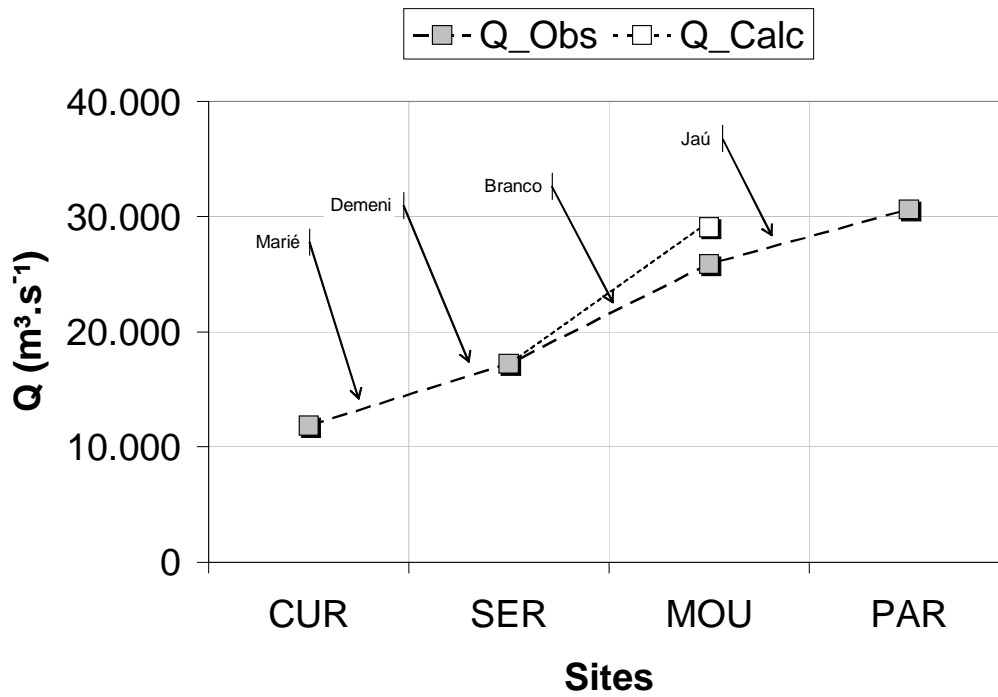


Figure 5.14 : Evolution longitudinale du débit (Q), Rio Negro, septembre 1998

[CUR = Curicuriari, SER = Serrinha, MOU = Moura, PAR = Paricatuba]

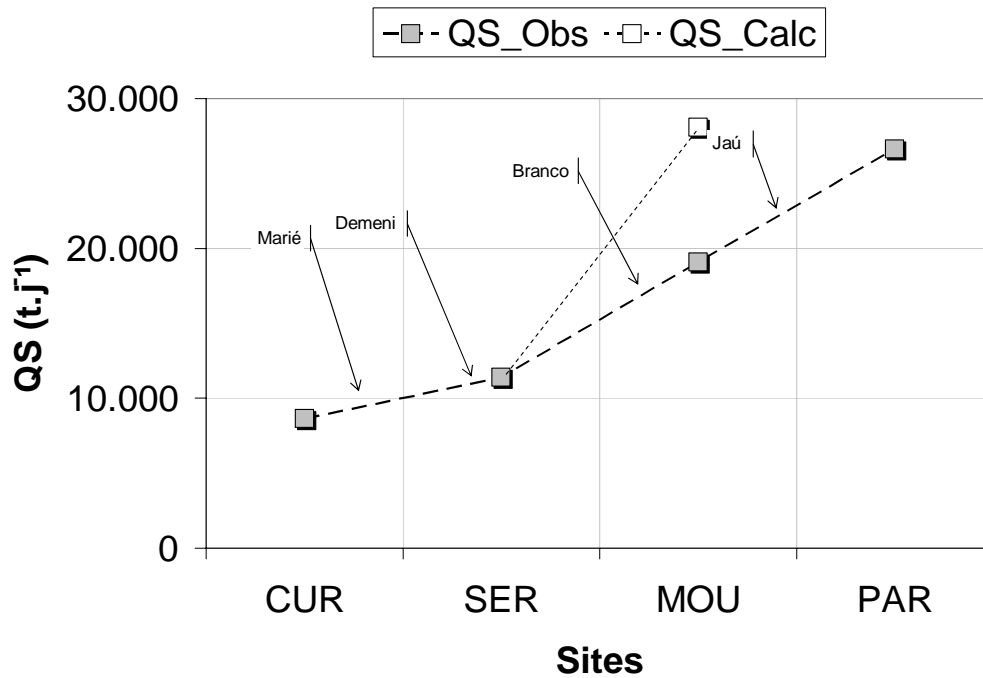


Figure 5.15 : Evolution longitudinale du débit solide (QS), Rio Negro, septembre 1998

[CUR = Curicuriari, SER = Serrinha, MOU = Moura, PAR = Paricatuba]

Dans le cas du transport particulaire (Figure 5.15), les augmentations sur les trois tronçons sont respectivement de 33%, 67% et 39%, pour une tendance générale proche des débits. La différence entre valeurs observées et calculées à Moura montre un déficit de $\approx 25\%$ traduisant un piégeage sédimentaire à cette époque de l'année à l'aval de Serrinha. Les MES transportées par le Rio Branco se déposent à l'aval dans le Rio Negro et seront ainsi à l'origine des îles Anavilhanas.

5.2.5. Rio Amazonas

De 1995 à 1998, huit campagnes HYBAM ont parcouru la partie aval du réseau de drainage de l'Amazone au Brésil (rios Solimões/Amazonas), de Manacapuru à Óbidos, à des époques hydrologiques différentes (Figure 5.01).

Au cours de la première campagne de **mars 1995** (Figure 5.16), les débits mesurés sur les différents tributaires montrent que le Rio Solimões (MAN) fournit 66%, le Rio Negro (PAR) seulement 6%, et le Rio Madeira (FDM) 29% des apports liquides à Óbidos (OBI). Le débit mesuré à OBI est 18% supérieur à la somme des apports mesurés, en raison de la non prise en compte de tributaires secondaires, tels que les rios Uatumã et Trombetas. Pour les débits solides, les participations respectives des rios Solimões (MAN), Negro (PAR) et Madeira (FDM) sont respectivement de 43%, moins de 1% et 57%. La somme de ces trois apports est 23% supérieure au flux mesuré à Óbidos (OBI), traduisant un déficit du flux sédimentaire à cette époque de l'année.

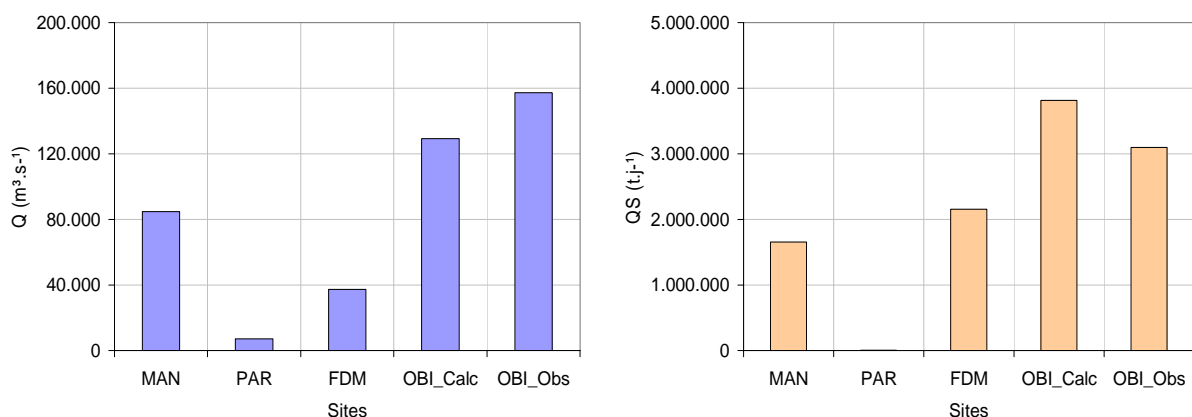


Figure 5.16 : Bilan des apports liquides (Q) et solides (QS) à l'Amazonie, mars 1995

[MAN = Rio Solimões à Manacapuru, PAR = Rio Negro à Paricatuba,
FDM = Rio Madeira à l'embouchure (Foz), OBI = Rio Amazonas à Óbidos]

La seconde campagne réalisée en **juillet 1995** (Figure 5.17), axée sur le Rio Madeira, n'a pas permis d'évaluer les contributions respectives des rios Negro et Solimões. L'Amazone a été jaugé à l'amont de sa confluence avec le Rio Madeira, ce qui permet d'estimer le poids relatif du Rio Madeira, à cette époque de l'année, sur le débit (10%) et le flux sédimentaire (5%) de l'Amazone à Óbidos. Le flux sédimentaire observé à Óbidos est 26% supérieur à la somme estimée des apports.

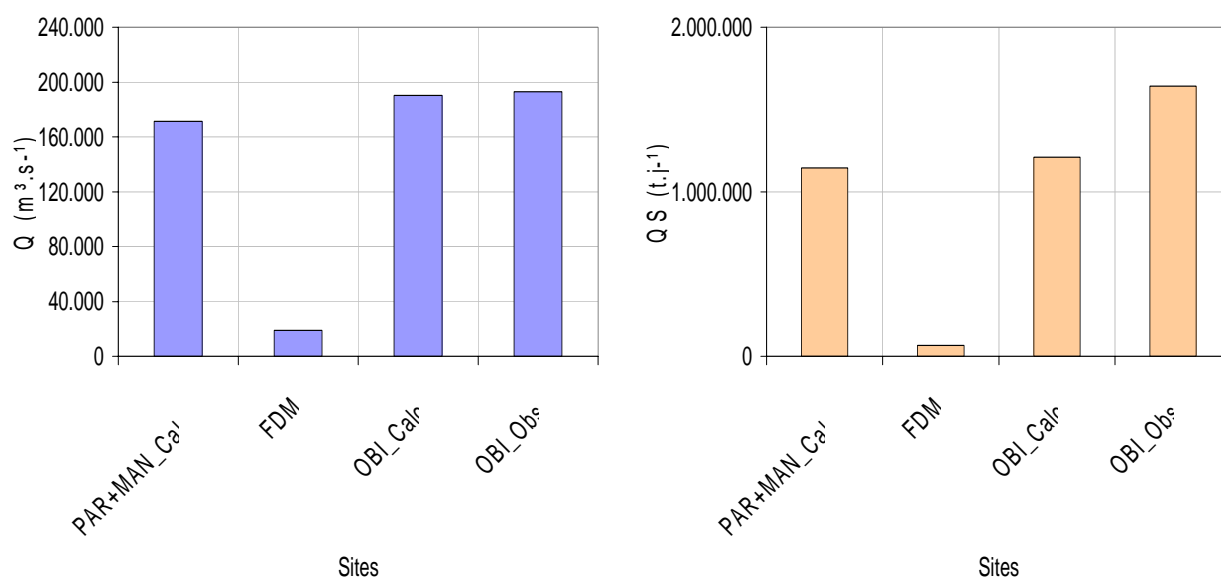


Figure 5.17 : Bilan des apports liquides (Q) et solides (QS) à l'Amazone, juillet 1995

[PAR = Rio Negro à Paricatuba, MAN = Rio Solimões à Manacapuru,
FDM = Rio Madeira à l'embouchure (Foz), OBI = Rio Amazonas à Óbidos]

Quatre mois plus tard, en **novembre 1995**, une troisième campagne a été organisée sur le Rio Solimões/Amazonas (Figure 5.18). Pour les débits, la part respective des principaux tributaires de l'Amazone à Óbidos est de 75% pour le Rio Solimões, 18% pour le Rio Negro et 7% pour le Rio Madeira. Le rapport des débits des rios Negro et Madeira est inversé par rapport à la campagne de mars. Le débit calculé par la somme des apports est 14% inférieur au débit mesuré à Óbidos, du fait des apports des affluents non pris en compte dans ce bilan (rios Uatumã, Trombetas, etc...). Pour le transport solide, la part respective des principaux fleuves passe à 97% pour le Rio Solimões, 1% pour le Rio Negro et 2% pour le Rio Madeira. La différence (- 108%) entre la somme des apports et le flux mesuré à Óbidos correspond à un

important déficit de flux sédimentaire, qui traduit des phénomènes de piégeage sédimentaire de grande ampleur dans le réseau hydrographique, à cette époque de basses eaux.

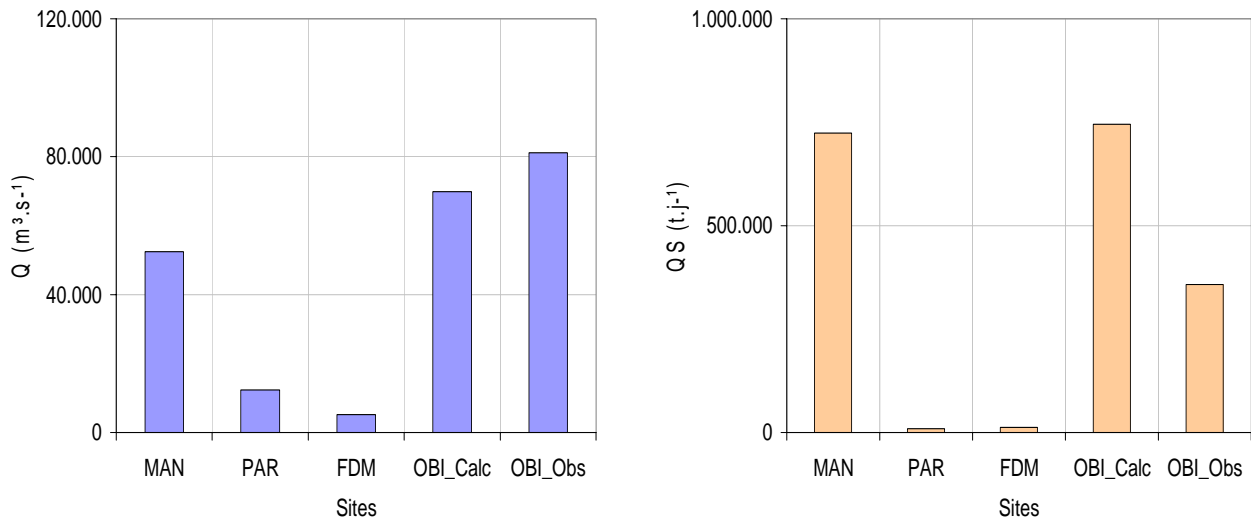


Figure 5.18 : Bilan des apports liquides (Q) et solides (QS) à l'Amazonie, novembre 1995

[PAR = Rio Negro à Paricatuba, MAN = Rio Solimões à Manacapuru,
FDM = Rio Madeira à l'embouchure (Foz), OBI = Rio Amazonas à Óbidos]

Lors de la quatrième campagne de **juillet 1996**, le pourcentage des apports hydriques de chacun des tributaires de l'Amazonie est de 61% pour le Rio Solimões, 33% pour le Rio Negro et 7% pour le Rio Madeira (Figure 5.19). Le comportement général est voisin de celui observé l'année précédente, et le bilan des apports correspond presque exactement au débit mesuré à Óbidos (- 3%). Quant au débit solide, la part du Rio Solimões représente 83%, celle du Rio Negro 12% et celle du Rio Madeira 5%. Comme l'année précédente, le débit solide observé à Óbidos est très supérieur (56%) à la somme des apports, traduisant une source complémentaire de MES qui est vraisemblablement la remise en suspension de tout - ou d'une partie - du matériel déposé dans le réseau hydrographique et les zones inondées adjacentes (Meade et al., 1985). Une autre hypothèse serait l'arrivée d'importants apports sédimentaires non pris en compte, comme par exemple, le Paraná Ururia qui relie le Rio Madeira à l'Amazonie en "court-circuitant" la station de FDM.

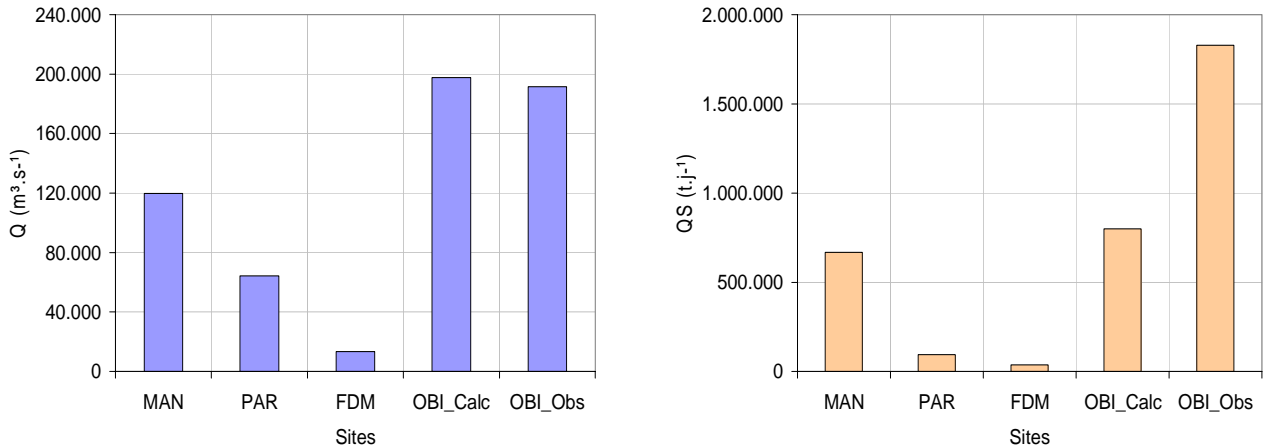


Figure 5.19 : Bilan des apports liquides (Q) et solides (QS) à l'Amazonie, juillet 1996

[PAR = Rio Negro à Paricatuba, MAN = Rio Solimões à Manacapuru,
FDM = Rio Madeira à l'embouchure (Foz), OBI = Rio Amazonas à Óbidos]

Pour la cinquième campagne réalisée en octobre 1996 (Figure 5.20), les apports hydriques respectifs des tributaires de l'Amazonie sont : 58% pour le Rio Solimões, 34% pour le Rio Negro et 8% pour le Rio Madeira. La somme des apports est de 13% inférieur au débit mesuré à Óbidos, comme cela avait été observé l'année précédente à la même époque (novembre 1995). Pour le flux solide, QS , les apports estimés pour chacun des cours d'eau sont de 85% pour le Rio Solimões, 9% pour le Rio Negro et 6% pour le Rio Madeira. Un déficit de 27% est obtenu en comparant somme des apports et flux mesuré à Óbidos, traduisant à nouveau à cette époque des phénomènes de sédimentation.

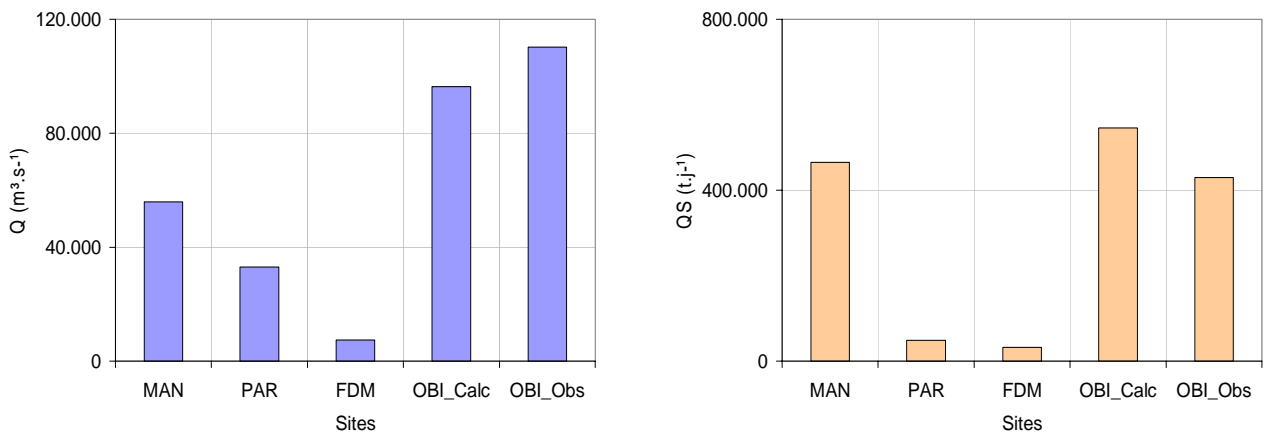


Figure 5.20 : Bilan des apports liquides (Q) et solides (QS) à l'Amazonie, octobre 1996

[PAR = Rio Negro à Paricatuba, MAN = Rio Solimões à Manacapuru,
FDM = Rio Madeira à l'embouchure (Foz), OBI = Rio Amazonas à Óbidos]

La sixième campagne réalisée en **mai 1997** correspond aux hautes eaux sur le cours principal du Rio Solimões/Amazonas (Figure 5.21). A cette époque de l'année, les part respectives des principaux tributaires sur le débit de l'Amazone à Óbidos est de 60% pour le Rio Solimões, 17% pour le Rio Negro, et 23% pour le Rio Madeira. Un déficit de 8% a été obtenu en comparant somme des apports et mesure à Óbidos. Ce déficit peut provenir d'erreur de mesure ADCP en raison du fond mobile, d'autant plus importante que le débit est fort (Callède et al., 2000), mais elle est plus probablement la conséquence du remplissage des zones humides (várzeas) à cette époque de l'année (très hautes eaux). Quant au débit solide, la contribution du Rio Solimões est de 51%, celle du Rio Madeira de 49%, et celle du Rio Negro de 0.3%. Les deux fleuves d'origine andine apportent conjointement l'essentiel du QS, avec des part respectives très voisines. La somme des apports solides est 26% supérieure au QS mesuré à Óbidos, traduisant encore une fois un fort dépôt sédimentaire sur le bas Amazone à cette époque de l'année.

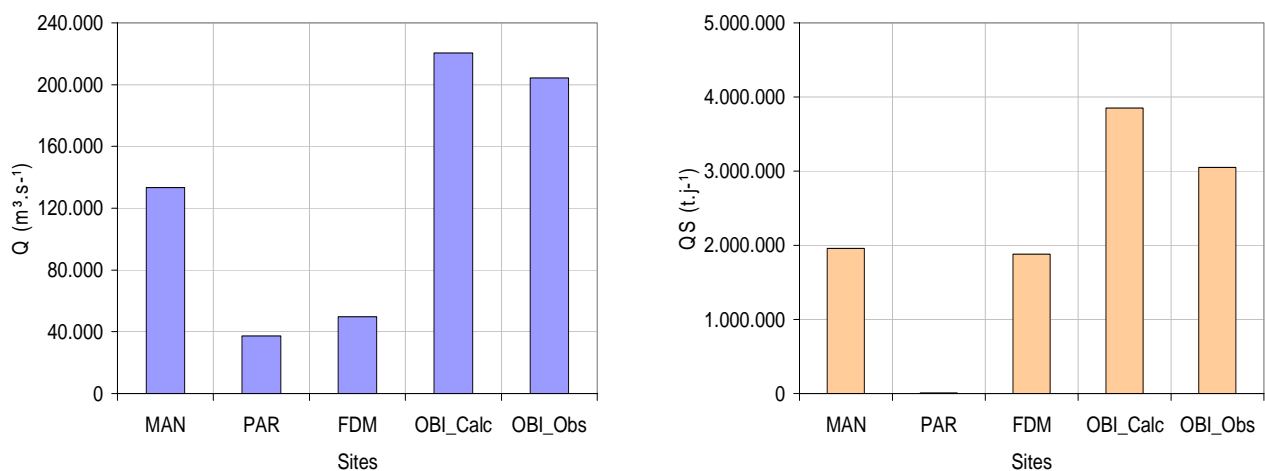


Figure 5.21 : Bilan des apports liquides (Q) et solides (QS) à l'Amazone, mai 1997

[PAR = Rio Negro à Paricatuba, MAN = Rio Solimões à Manacapuru,
FDM = Rio Madeira à l'embouchure (Foz), OBI = Rio Amazonas à Óbidos]

La septième campagne **d'avril 1998** (Figure 5.22) présente de nombreuses similitudes avec celle réalisée en mars 1995. La somme des débits des principaux formateurs de l'Amazone est de 6% inférieur au débit mesuré à Óbidos, ce qui peut provenir des apports non jaugés ou non pris en compte dans ce calcul. La participation à ce débit est de 68% pour le Rio Solimões, 8% pour le Rio Negro, et 24% pour le Rio Madeira, ce qui correspond aux contributions

généralement observées à cette époque du cycle hydrologique. Pour le transport solide, un déficit de 64% est observé à Óbidos, traduisant une fois de plus d'importants phénomènes de stockage sédimentaire à cette époque, dans les zones inondées du bas Amazone. Les parts respectives du QS sont de 50% pour le Rio Solimões, 0.1% pour le Rio Negro et 50% pour le Rio Madeira.

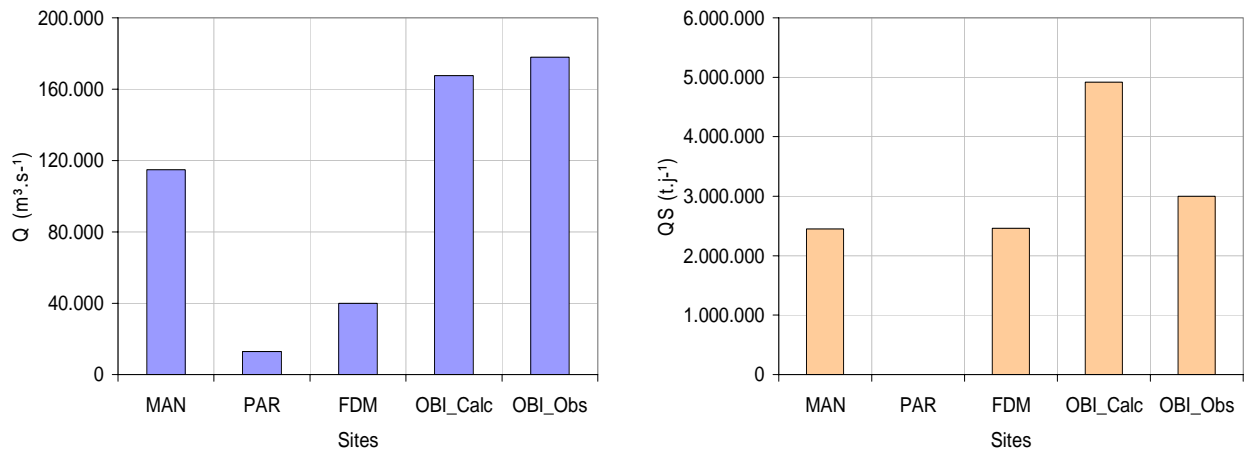


Figure 5.22 : Bilan des apports liquides (Q) et solides (QS) à l'Amazonie, avril 1998

[PAR = Rio Negro à Paricatuba, MAN = Rio Solimões à Manacapuru,
FDM = Rio Madeira à l'embouchure (Foz), OBI = Rio Amazonas à Óbidos]

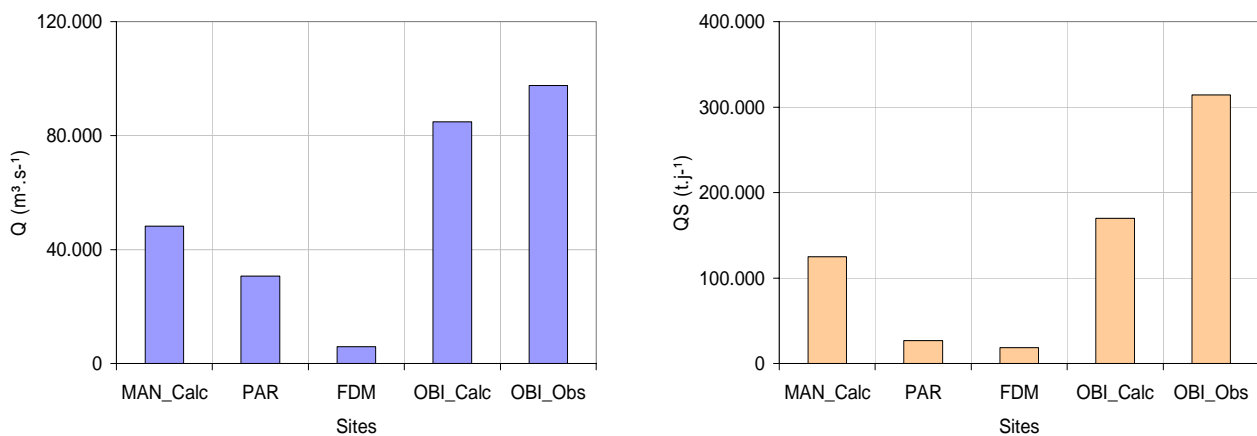


Figure 5.23 : Bilan des apports liquides (Q) et solides (QS) à l'Amazonie, octobre 1998

[PAR = Rio Negro à Paricatuba, MAN = Rio Solimões à Manacapuru,
FDM = Rio Madeira à l'embouchure (Foz), OBI = Rio Amazonas à Óbidos]

La huitième et dernière campagne HYBAM étudiée dans cette thèse, a été réalisée en **octobre 1998** (Figure 5.23). Les participations des différents tributaires au débit de l'Amazone sont de 57% pour le Rio Solimões, 36% pour le Rio Negro, et 7% pour le Rio Madeira. La somme des apports hydriques est de 13% inférieure au débit mesuré à Óbidos, cette différence pouvant provenir des apports non jaugés, mais aussi de la vidange des zones humides (várzeas) à cette époque de l'année. Quant au débit solide, les apports respectifs sont de 73% pour le Rio Solimões, 16% pour le Rio Negro et 11% pour le Rio Madeira. La somme des flux solides correspond à la moitié (46%) du flux observé à Óbidos, traduisant d'important phénomènes de resuspension de sédiments à cette époque de l'année.

5.3. VARIABILITE TEMPORELLE DES FLUX AUX PRINCIPALES STATIONS

Les campagnes HYBAM réalisées de 1995 à 1998 ont rayonné sur un grand nombre de tributaires, mais la plupart d'entre elles passaient par un tronçon commun en Amazonie centrale, depuis Manacapuru jusqu'à Santarém. Aussi, les stations situées sur les rios Solimões (Manacapuru), Negro (Paricatuba), Madeira (Fazenda Vista Alegre), Amazonas (Óbidos) et Tapajós (Alter do Chão) ont été le siège de nombreuses mesures (Tableau 4.01), permettant d'appréhender la variabilité saisonnière des flux sédimentaires.



Figure 5.24 : Rio Purus à Arumã, Amazonie brésilienne

La station de **Manacapuru sur le Rio Solimões** a été visitée lors de six campagnes au cours de la période d'étude. Le graphique reliant les matières en suspension (MES) aux débits (Q) montre un « lasso » avec une rotation en sens horaire (Figure 5.25). Il en est de même pour la relation liant les débits solides (QS) aux débits. La plus faible concentration en MES est observée en juillet, alors que le minimum des QS survient en octobre, lors des plus basses eaux. Aussi, la relation $QS = f(Q)$ ne présente pas un bon coefficient de corrélation (0.42).

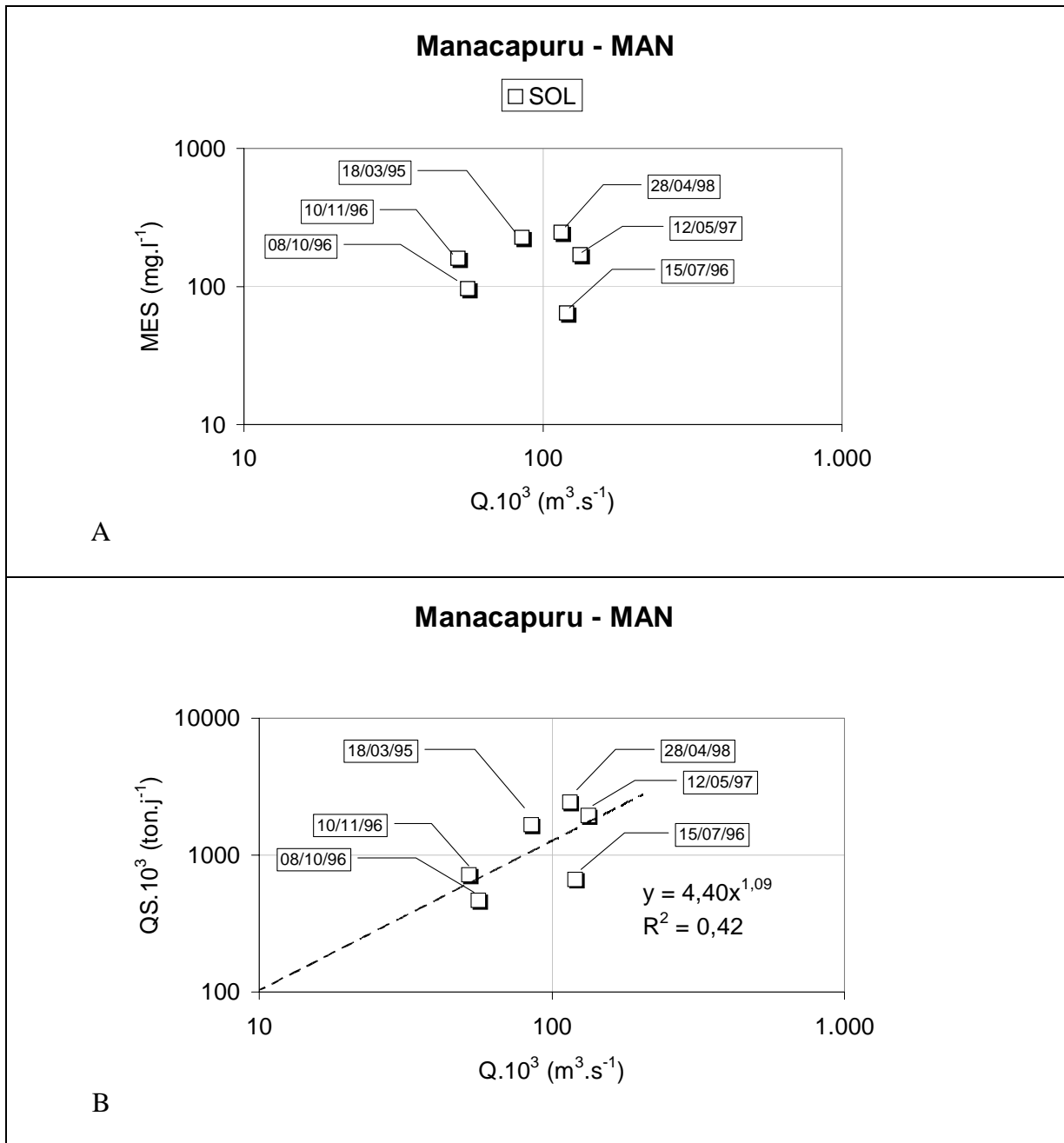


Figure 5.25 : MES et QS vs. Q - Rio Solimões à Manacapuru, Campagnes HYBAM

Pour le **Rio Negro à Paricatuba**, les résultats de seulement quatre campagnes ont été utilisés (Figure 5.26). Malgré le nombre de points réduit, l'évolution des MES et des QS semble proportionnelle à celle des débits, avec un « lasso » léger à révolution anti-horaire. La relation $QS = f(Q)$ présente un coefficient de corrélation de 0.84.

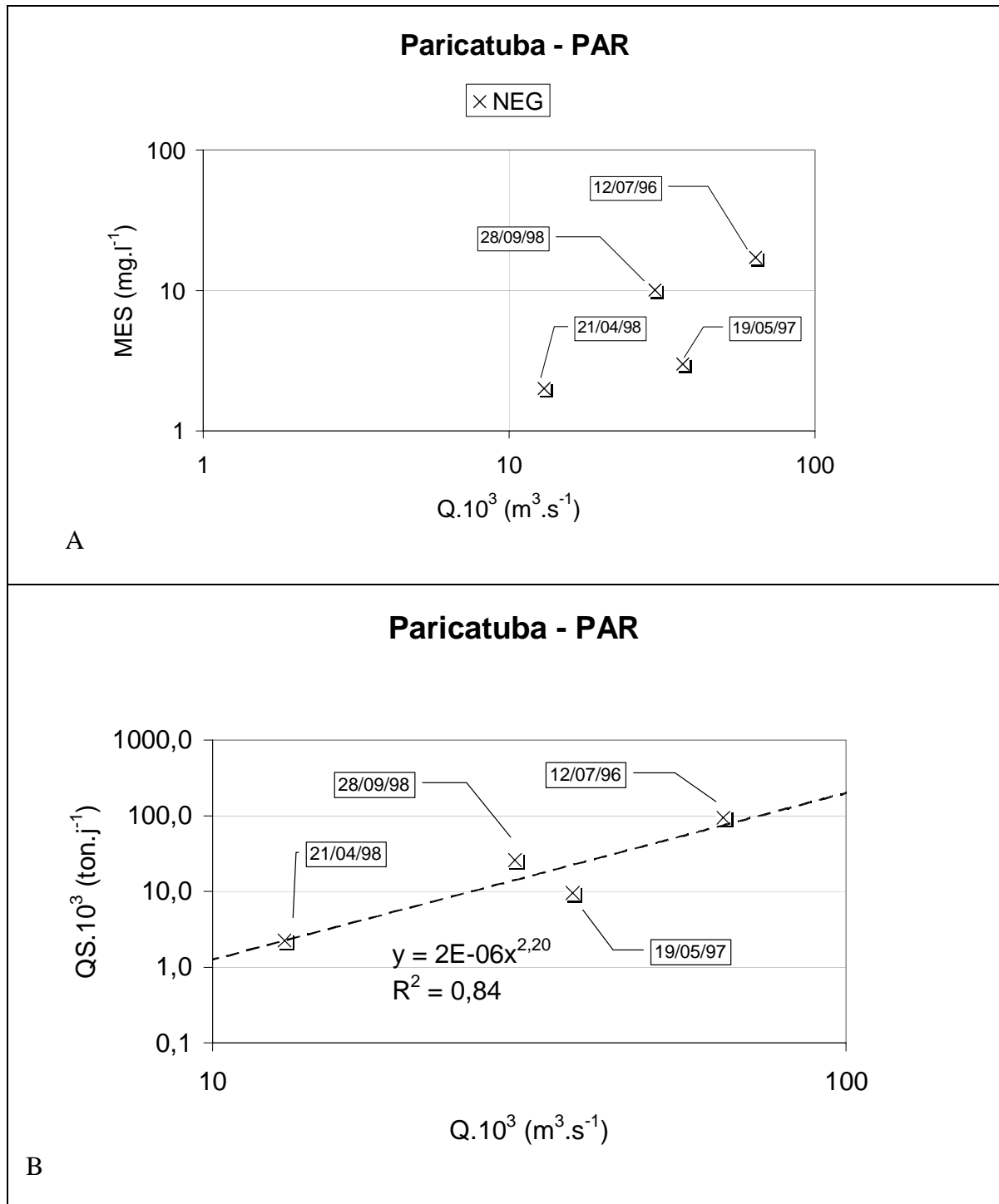


Figure 5.26 : MES et QS vs. Q - Rio Negro à Paricatuba, Campagnes HYBAM

Sur le **Rio Madeira à Fazenda Vista Alegre**, les 7 points obtenus se répartissent selon trois groupes distincts (octobre - novembre, mars - avril, et juillet) qui peuvent être les éléments d'un "lasso" à révolution horaire (Figure 5.27). Comme pour le Rio Negro, les résultats obtenus sur le Rio Madeira traduisent une bonne corrélation entre débit et débit solide (0.87).

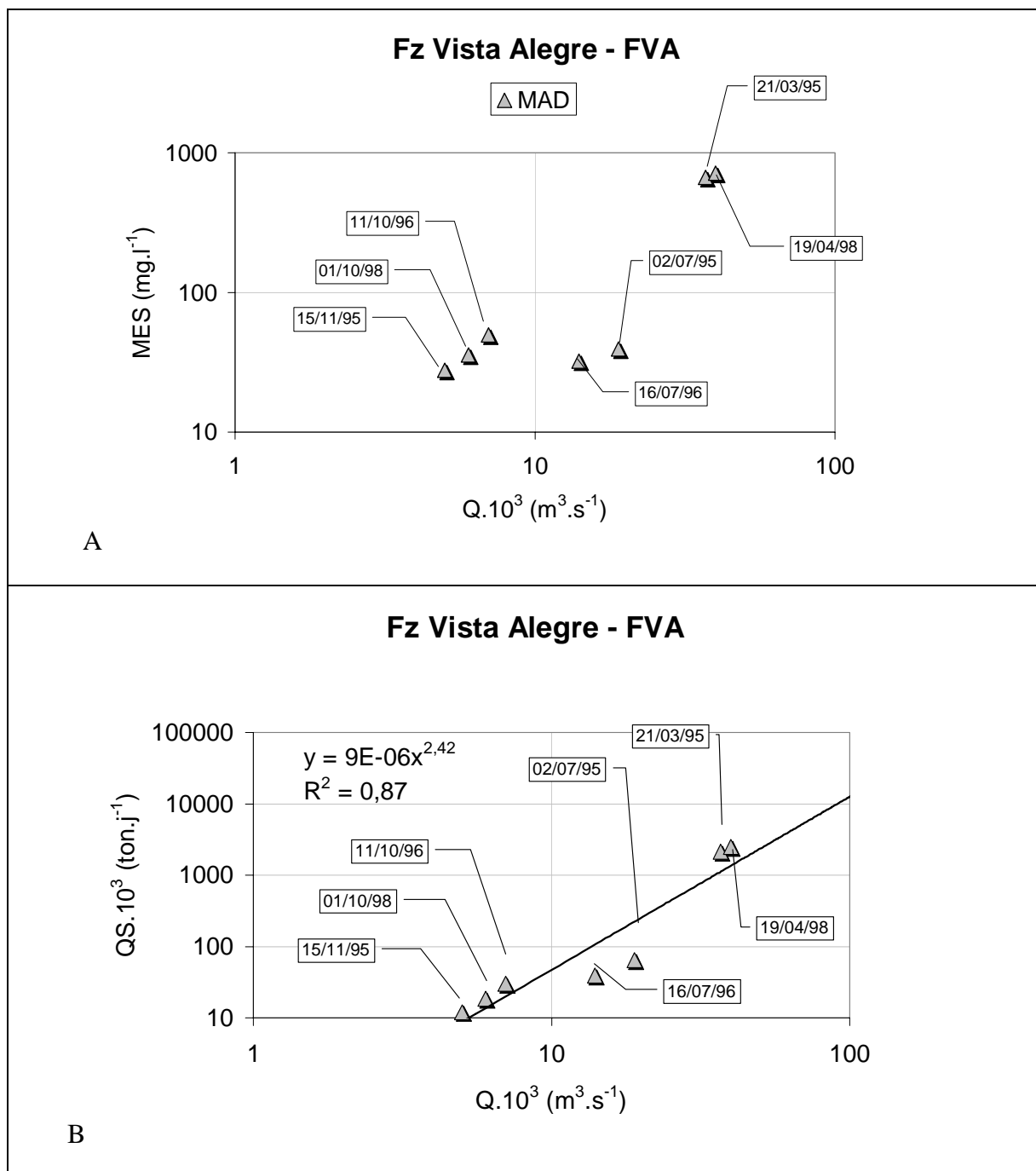


Figure 5.27 : MES et QS vs. Q - Rio Madeira à Fazenda Vista Alegre, Campagnes HYBAM

A **Óbidos sur le Rio Amazonas** (Figure 5.28), les données de 8 campagnes permettent de mettre en évidence deux familles de points, qui se distribuent selon un « lasso » bien marqué à révolution horaire, tant pour les MES que pour les QS. A noter que le maximum de MES est observé en mars alors que les QS présentent des valeurs stables de mars à mai. Malgré tout, la relation $QS = f(Q)$ apparaît être bien corrélée (0.82).

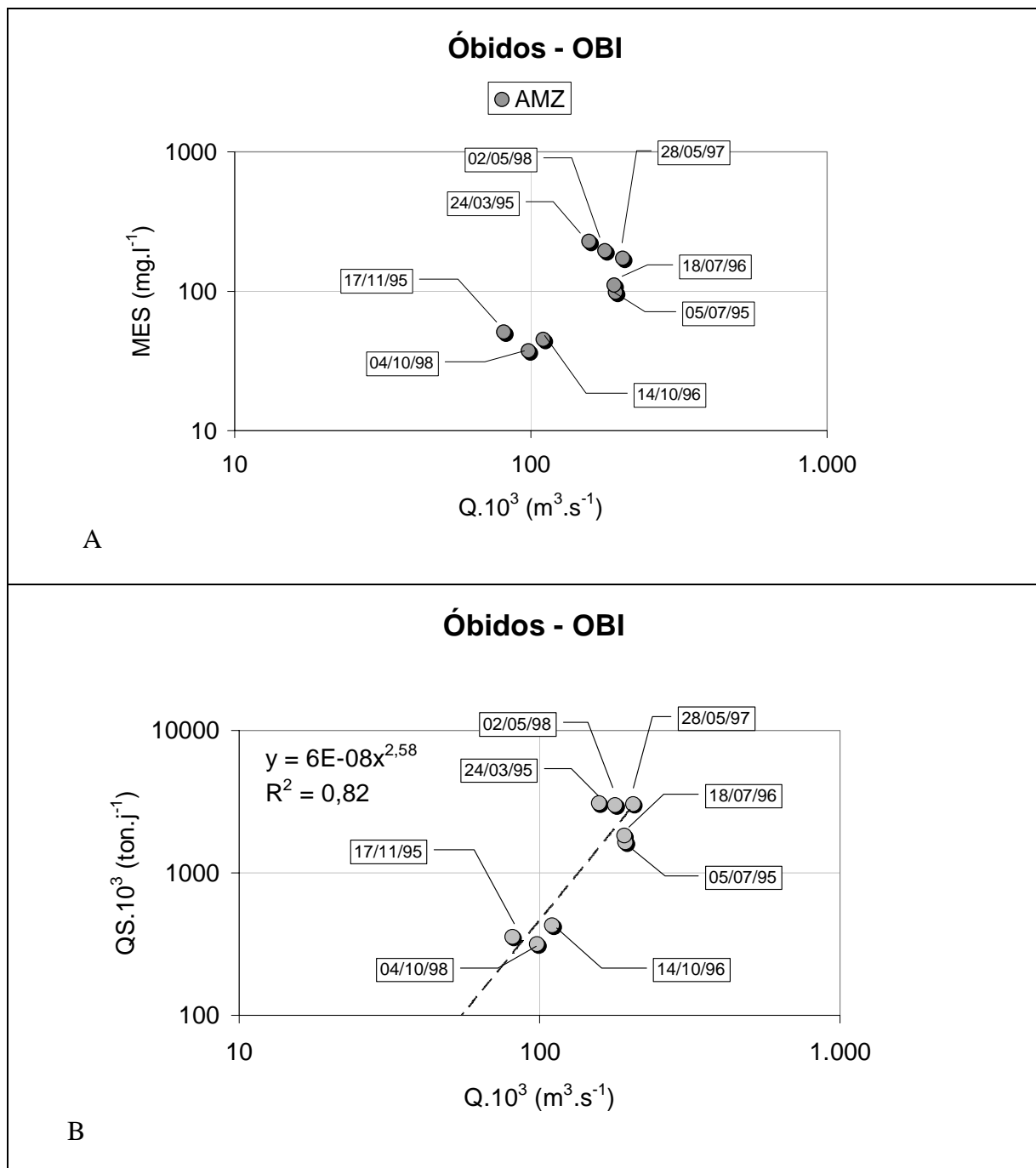


Figure 5.28 : MES et QS vs. Q - Rio Amazonas à Óbidos, Campagnes HYBAM

Enfin, la dernière station représentative de Alter do Chão sur le Rio Tapajós a fait l'objet de 5 campagnes (Figure 5.29). Les graphiques obtenus présentent des relations comparables avec celles observées pour le Rio Negro, ie une relation proportionnelle entre les MES et QS avec le débit (0.89).

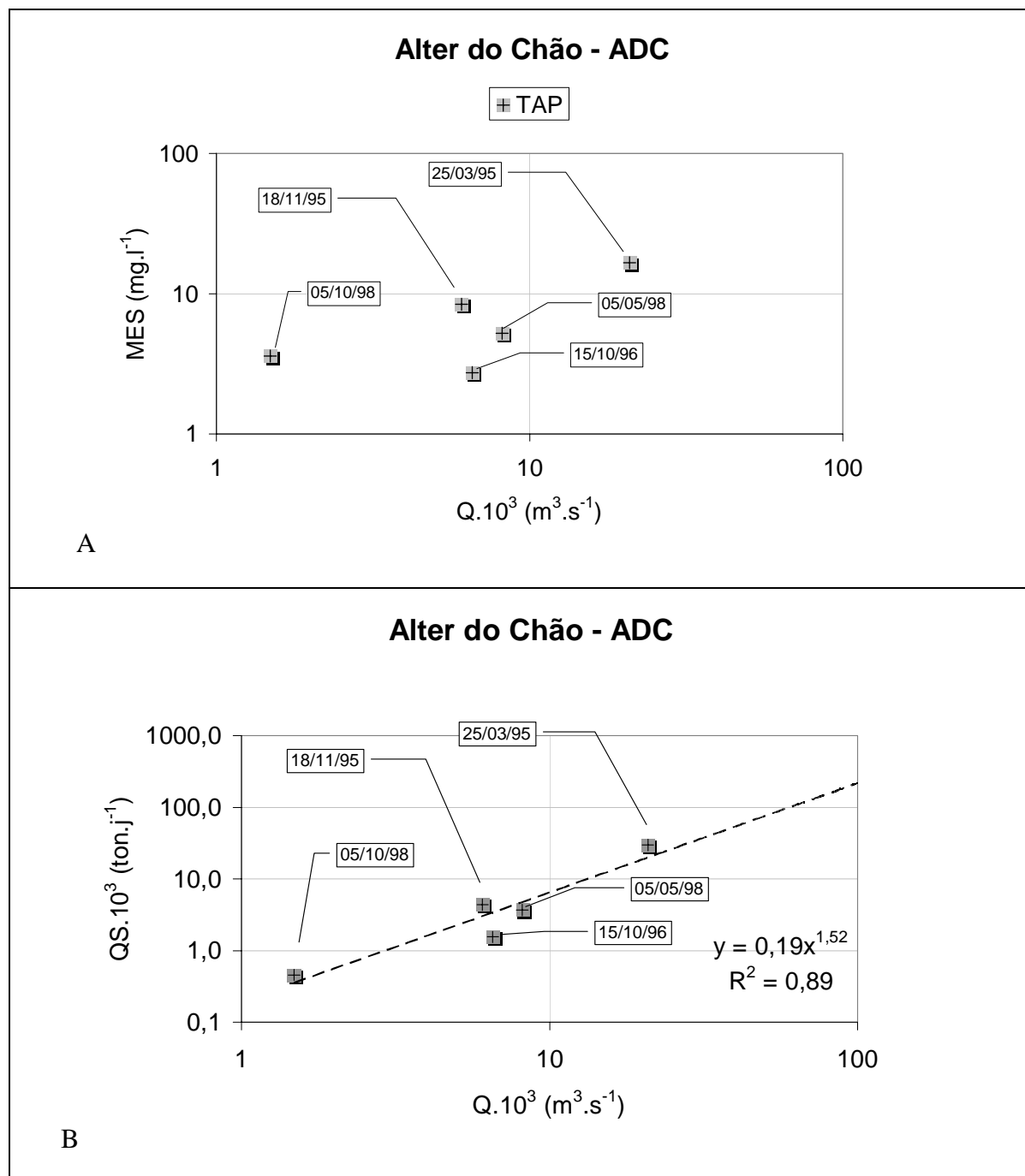


Figure 5.29 : MES et QS vs. Q - Rio Tapajós à Alter do Chão, Campagnes HYBAM

En reportant l'ensemble des données sur le même graphique (Figure 5.30), le nuage de point présente une grande dispersion de la relation $MES = f(Q)$. La relation $QS = f(Q)$ est évidemment bien meilleure. Les fleuves à eaux noires ou claires, ie à faible teneurs en MES, s'individualisent vers le bas - gauche du graphique, alors que ceux à eau blanche sont vers le haut - droit. Le Rio Madeira présente des QS qui s'apparentent aux fleuves à eau claire en période de basses eaux, et aux fleuves à eau blanche en hautes eaux. C'est également le fleuve qui fournit les plus fortes teneurs en MES.

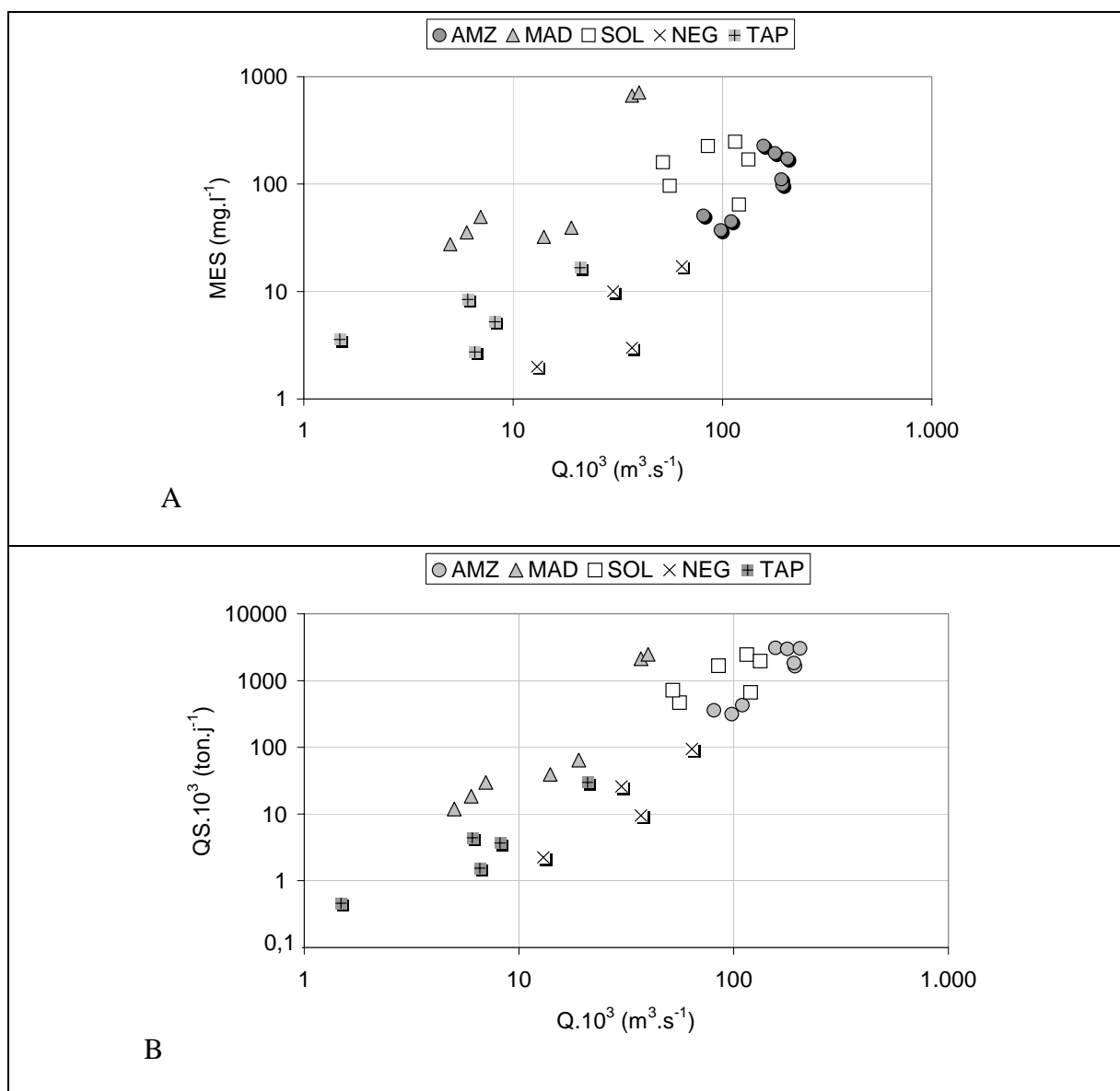


Figure 5.30 : MES et QS vs. Q - Campagnes HYBAM (1995-1998)

[AMZ = Rio Amazonas, MAD = Rio Madeira, SOL = Rio Solimões, NEG = Rio Negro, TAP = Rio Tapajós]

Malgré un nombre réduit d'observations, les campagnes HYBAM permettent d'évaluer l'évolution temporelle des MES et des QS aux stations représentatives. Des hystérésis à rotation horaire ont été mis à évidence sur les rios d'origine andine, alors qu'ils sont moins marqués sur les fleuves issus des boucliers. Enfin, le Rio Madeira s'individualise par un comportement différent suivant la saison : de type andin en hautes eaux, et de type "eau claire" en basses eaux.

5.4. REGIME HYDRO-SEDIMENTAIRE, A PARTIR DES DONNEES DES CAMPAGNES HYBAM

A partir de l'ensemble des résultats obtenus par les campagnes HYBAM au Brésil, un fonctionnement hydro-sédimentaire du bas Amazone a pu être schématisé (Figures 5.31 et 5.32), faisant alterner des périodes pendant lesquelles une partie du flux sédimentaire se dépose dans le réseau de drainage (basses eaux et montée de crue), à des périodes pendant lesquelles ce matériel sédimenté est remis en suspension et participe au flux total (lors de la décrue).

En mars, au début de la montée de crue, le flux sédimentaire du Rio Madeira est supérieur à celui du Rio Solimões, et la tendance est alors à la sédimentation (- 23%) entre Manacapuru et Óbidos. La valeur du QS est alors voisine de 3.10^6 t.jour⁻¹.

Au mois d'avril, la montée de crue se poursuit, les rios Solimões et Madeira contribuent pratiquement avec le même flux de MES, et la tendance au dépôt sédimentaire s'amplifie (- 64%), pour des valeurs de QS observées du même ordre de grandeur qu'en mars.

Au mois de mai, l'Amazone à Óbidos atteint son niveau maximum. A cette période, le Rio Solimões présente une participation plus forte au flux solide de Óbidos que celle du Rio Madeira. La tendance au dépôt sédimentaire se poursuit (- 26%), avec un QS comparable à celui observé en mars et avril.

En juin, le débit commence à diminuer à Óbidos, et le flux sédimentaire diminue de moitié ($1.6 10^6$ t.jour⁻¹), l'essentiel des apports sédimentaires provenant du Rio Solimões. La tendance est inversée avec une augmentation du débit solide à Óbidos (+ 26%) par rapport aux apports.

En juillet, la décrue se poursuit à Óbidos, et le Rio Solimões continue à fournir l'essentiel du débit solide qui est alors du même ordre de grandeur qu'en juin. Les apports particuliers sont curieusement plus importants (3 fois plus) sur le Rio Negro que sur le Rio Madeira à cette

époque de l'année, qui se caractérise également par la poursuite de l'augmentation du flux sédimentaire à Óbidos (+ 56%). Ce phénomène est traditionnellement attribué à la re-suspension des MES déposés au cours des mois précédents, mais il est également possible qu'une partie non négligeable des MES soient organiques.

Aucune campagne n'a été réalisée en août ou septembre.

Les deux campagnes réalisées en octobre (1996 et 1998) en période de basses eaux, présentent des similitudes, avec un flux sédimentaire observé à Óbidos de l'ordre de 300-400 10^3 t.jour⁻¹, le rôle prépondérant du Rio Solimões sur les QS (de 74 à 85%), et un QS plus élevé sur le Rio Negro que sur le Rio Madeira. Par contre, en octobre 1996, la tendance est au dépôt sédimentaire (- 27%), alors qu'en octobre 1998 elle est à une forte augmentation (+ 46%).

Enfin, le mois de novembre qui est celui des plus basses eaux, est marqué par l'impact essentiel du Rio Solimões qui explique 75% du débit et 97% du flux sédimentaire observé à Óbidos. A cette époque de l'année, le flux particulaire qui est du même ordre de grandeur qu'en octobre, présente un fort déficit (-108%) de Manacapuru à Óbidos, traduisant une très forte sédimentation sur le bas Amazone.

Aucune campagne n'a été réalisée de décembre à février.

Les résultats obtenus avec les campagnes HYBAM confirment la validité du schéma fonctionnel proposé par Meade et al. (1985), avec une phase de dépôt sédimentaire (ou stockage) en période de montée de crue, et une phase de production (ou re-suspension) après le pic de crue.

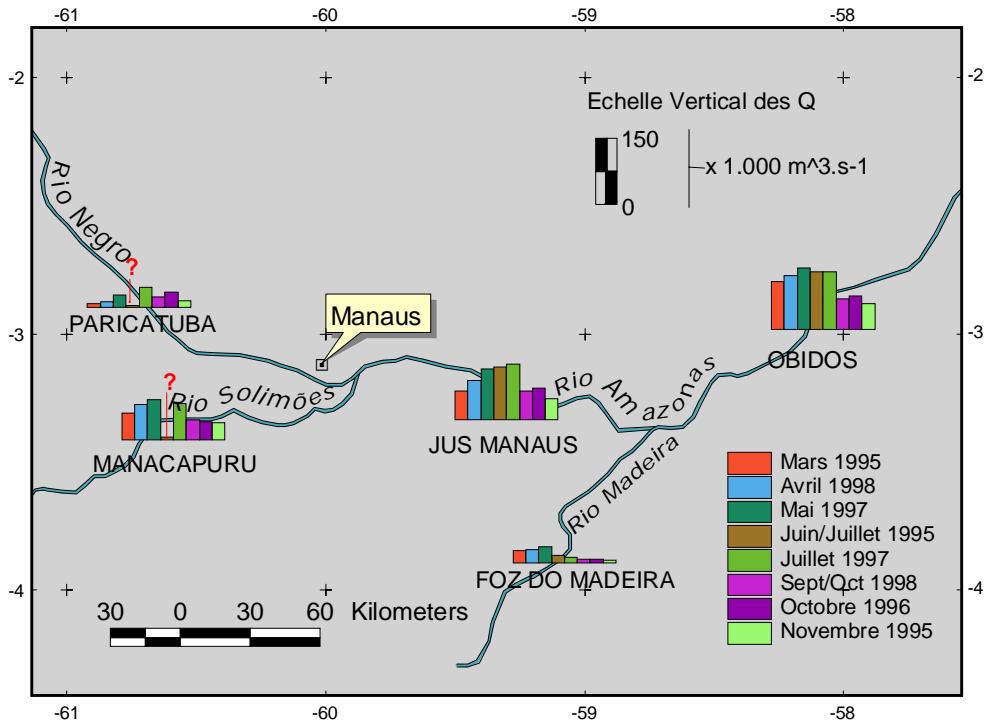


Figure 5.31 : Régime saisonnier des apports liquides (Q) à l'Amazonie
Campagnes HYBAM de mars 1995 à octobre 1998

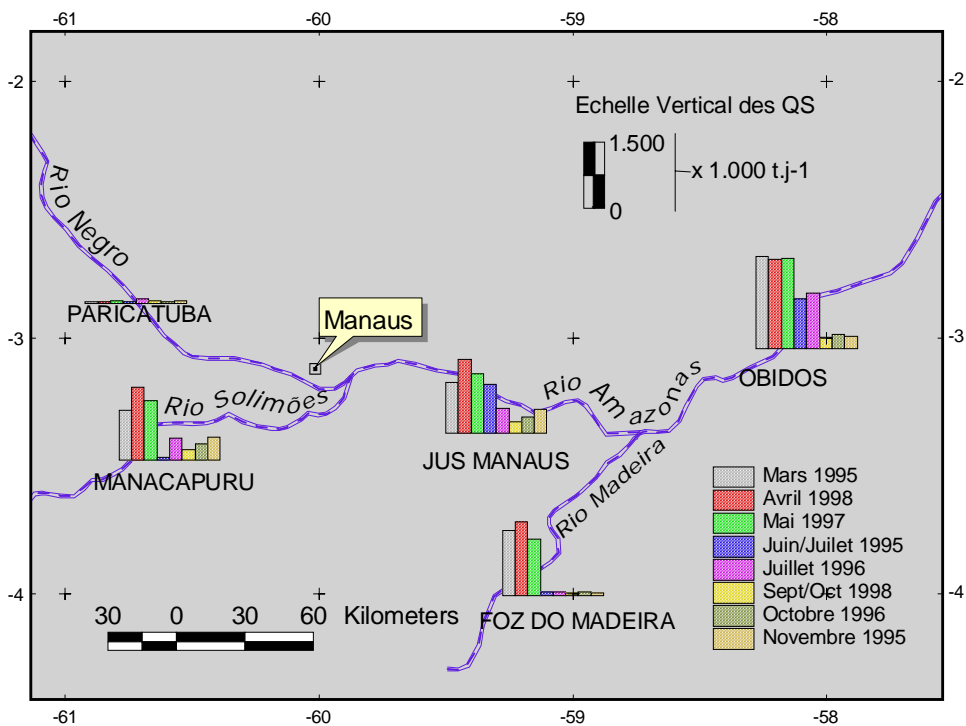


Figure 5.32 : Régime saisonnier des apports solides (QS) à l'Amazonie
Campagnes HYBAM de mars 1995 à octobre 1998

5.5. PREMIERE EVALUATION DES FLUX SEDIMENTAIRES ET DES APPORTS A L'OCEAN ATLANTIQUE

Du fait l'absence de campagnes à certaines époques de l'année, le QS moyen annuel pour la période 1995-1998 a été calculé à partir des relations $QS = f(Q)$ élaborées pour chacune des stations (Figures 5.25 à 5.29) et des chroniques de débit journalier de l'ANA. Les résultats obtenus (Tableau 5.01) permettent de proposer une première évaluation des flux sédimentaires aux stations principales du bassin, ainsi qu'un flux à l'Océan Atlantique.

Tableau 5.01 : Estimation du débit solide à partir de l'échantillonnage réalisé durant les campagnes HYBAM, de 1995 à 1998

	Débit		Débit Solide	
	$m^3 \cdot s^{-1}$	% OBI	$10^6 t \cdot an^{-1}$	% OBI
Rio Solimões à Manacapuru	96 230	62	447	54
Rio Negro à Paricatuba	32 230	21	8	1
Rio Madeira à Fazenda Vista Alegre	26 820	17	371	45
Rio Amazonas à Obidos	161 100		715	
Solimões + Negro + Madeira	155 280	100	826	100
Différence (observé - calculé)	5 820	4	-111	-13

Selon ces données des campagnes HYBAM, le Rio Solimões fournit à l'Amazone 62% du débit et 54% du flux de matières particulaires. Le Rio Madeira, second fleuve andin du bassin, contribue à 17% du débit et 45% du débit solide.

A la station de référence de Óbidos, représentative des apports à l'Océan Atlantique, le flux sédimentaire est de l'ordre de $715 \cdot 10^6 t \cdot an^{-1}$. Cette valeur correspond à une augmentation de $100 \cdot 10^6 t \cdot an^{-1}$ par rapport aux estimations précédentes de Gibbs (1967), Meade et al. (1979), Filizola (1999), et la moitié environ de la valeur proposée par Meade et al. (1985).

Enfin, la somme des flux sédimentaires des rios Solimões, Negro et Madeira est de $826 \cdot 10^6 t \cdot an^{-1}$. La différence entre QS observé et QS calculé correspond à un stockage moyen annuel de plus de $100 \cdot 10^6 t \cdot an^{-1}$ de matériel sédimentaire dans le bas Amazone, entre Manacapuru et Óbidos.

5.6. CONCLUSION

Les données de 8 campagnes HYBAM, réalisées à différentes époques du cycle hydrologique, de mars 1995 à avril 1998, permettent de :

- apprécier la variabilité longitudinale des flux hydriques et sédimentaires à différentes époques de l'année. Le bilan des apports amont - aval, comparé aux observations, a permis de mettre en évidence des phénomènes de stockage sédimentaire, et de remise en suspension, le long de certains tronçons des rios Solimões, Madeira, et aussi Negro. L'intensité de ces phénomènes varie au cours du cycle hydrologique.
- calculer le bilan des apports des principaux tributaires de l'Amazonie (rios Solimões, Negro et Madeira) à Óbidos au cours du cycle hydrologique (8 campagnes). Lors de la montée de crue, ce bilan est négatif, traduisant un stockage important du matériel sédimentaire dans le réseau hydrographique et les zones humides adjacentes (várzeas). Ce même bilan est ensuite positif lors de la décrue, probablement du fait de la remise en suspension des sédiments déposés lors des mois précédents.
- connaître la variabilité saisonnière du débit (Q) et du flux particulaire (QS) des principaux fleuves du bassin amazonien. Certaines stations (Óbidos et Manacapuru) présentent une relation $QS = f(Q)$ avec un léger hystérésis où le pic de MES précède le maximum hydrologique. Cependant, cette relation est généralement représentative, avec des $R^2 > 0.8$, sauf pour la station de Manacapuru.
- estimer le flux sédimentaire des principaux formateurs de l'Amazonie à Óbidos, et montrer ainsi que les rios Solimões, Madeira et Negro représentent respectivement 54%, 45% et 1% des apports à l'Amazonie. Le bilan sédimentaire dans le bas Amazonie (de Manacapuru à Óbidos) fait apparaître un déficit moyen annuel de plus de $100 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$ qui resterait stocké dans le lit majeur de l'Amazonie.
- proposer une première estimation du flux sédimentaire à l'Océan Atlantique à partir des données des campagnes HYBAM : $715 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$.

Chapitre 6

Flux sédimentaire actuel
dans le bassin Amazonien

2. à partir des stations de référence



Echantillonnage ponctuel de surface aux stations de référence HYBAM

6.1. INTRODUCTION

Après avoir tenté d'appréhender le fonctionnement saisonnier du flux sédimentaire dans le bassin de l'Amazone à partir des données ponctuelles des campagnes HYBAM, la variabilité temporelle plus fine va être décrite dans ce chapitre en utilisant les données des MES de surface aux stations de référence (Figure 3.05). Une telle approche avait déjà été entreprise par Schmidt (1972) et Meade (1985) à partir d'un échantillonnage mensuel sur le Rio Solimões à proximité de Manacapuru, de 1969 à 1970 pour le premier, et de 1982 à 1985 pour le second. Les 10 stations de référence du projet HYBAM, réparties sur les principaux tributaires de l'Amazone, sont échantillonnées tous les 10 jours par un observateur qui prélève à proximité de la surface. Les données obtenues sur ce réseau devraient permettre de mieux connaître la variabilité temporelle des flux, et ainsi apprécier plus finement les apports sédimentaires à l'Océan Atlantique.

6.2. STATIONS DE REFERENCE HYBAM

Les stations de référence du projet HYBAM sont opérées par des observateurs locaux, spécialement formés lors du passage des campagnes. L'échantillonnage décadaire des MES s'effectue à proximité de la surface, alors que la section complète est explorée lors des campagnes HYBAM, afin de connaître la représentativité de l'échantillon de surface par rapport au flux total (chapitre 4). La relation liant la concentration en MES de surface (MES_S) à la concentration moyenne de la section totale (MES_T), a été définie pour chacune des stations de référence (équations 12 et 13 du chapitre 4.8, figures 4.50 et 4.51). Les équations obtenues permettent ainsi le calcul des flux sédimentaires total (QS_T) à partir des seuls échantillons de surface, et intégrant la variabilité temporelle fine (tous les 10 jours).

Trois de ces stations de référence HYBAM présentent un intérêt majeur pour l'étude du transport particulaire : il s'agit des stations de Manacapuru sur le Rio Solimões, Fazenda Vista Alegre sur le Rio Madeira, et plus à l'aval Óbidos sur le Rio Amazonas. Le flux sédimentaire qui transite par Manacapuru et Fazenda Vista Alegre représente plus de 90% du flux total de MES de l'Amazone à Óbidos (Filizola, 1999). Cette dernière station contrôle l'essentiel des apports hydriques et sédimentaires de l'Amazone à l'Océan Atlantique (Molinier et al., 1995).

6.3. VARIABILITE TEMPORELLE DES MES AUX STATIONS DE REFERENCE HYBAM

Les données de concentrations en MES des 10 stations de référence du réseau HYBAM en Amazonie brésilienne sont reportées dans le tableau 6.01.

Tableau 6.01 : MES de surface - Stations de référence HYBAM au Brésil
Période 1995 - 2000

Station	MES Moyennes (mg.l ⁻¹)	MES Max. (mg.l ⁻¹)	MES Min. (mg.l ⁻¹)
Caracaraí - Rio Branco	21.6	62.7	1.2
Serrinha - Rio Negro	6.3	25.2	0.0
Moura - Rio Negro	6.7	39.8	0.2
Tabatinga - Rio Solimões	205.9	455.6	64.0
Manacapuru - Rio Solimões	92.1	314.8	0.8
Porto Velho - Rio Madeira	395.7	1.525.0	16.6
Fz. Vista Alegre - Rio Madeira	226.1	687.4	8.6
Óbidos - Rio Amazonas	70.9	229.8	9.8
Itaituba - Rio Tapajós	8.0	26.5	0.2
Altamira - Rio Xingu	6.5	37.2	0.2

Les fleuves d'origine andine (eaux blanches) présentent des concentrations moyennes en MES élevées, supérieures à 70 mg.l⁻¹, plus élevées sur le Rio Madeira que sur le Rio Solimões. Sur ces deux fleuves, les concentrations moyennes diminuent de l'amont vers l'aval, de Tabatinga à Manacapuru (- 55%), et de Porto Velho à Fazenda Vista Alegre (- 43%).

Les fleuves issus des boucliers (eaux noires et claires : rios Negro, Tapajós et Xingu) affichent des concentrations moyennes faibles, généralement inférieures à 10 mg.l⁻¹, sauf le Rio Branco provenant des reliefs du Roraima, qui peut présenter des teneurs relativement plus élevées en période de crue.

Pour la station de **Caracaraí sur le Rio Branco** (Figure 6.01), le régime hydrologique est de type tropical nord, avec un maximum de crue observé en juin - juillet, et une saison sèche bien marquée, de novembre à mars (Molinier et al. 1995). Le pic des MES apparaît au tout début de la crue, mais les concentrations en MES restent faibles tout au long de l'année. La relation $MES = f(Q)$ ne semble pas ordonnée malgré un apparent hystérésis à rotation horaire.

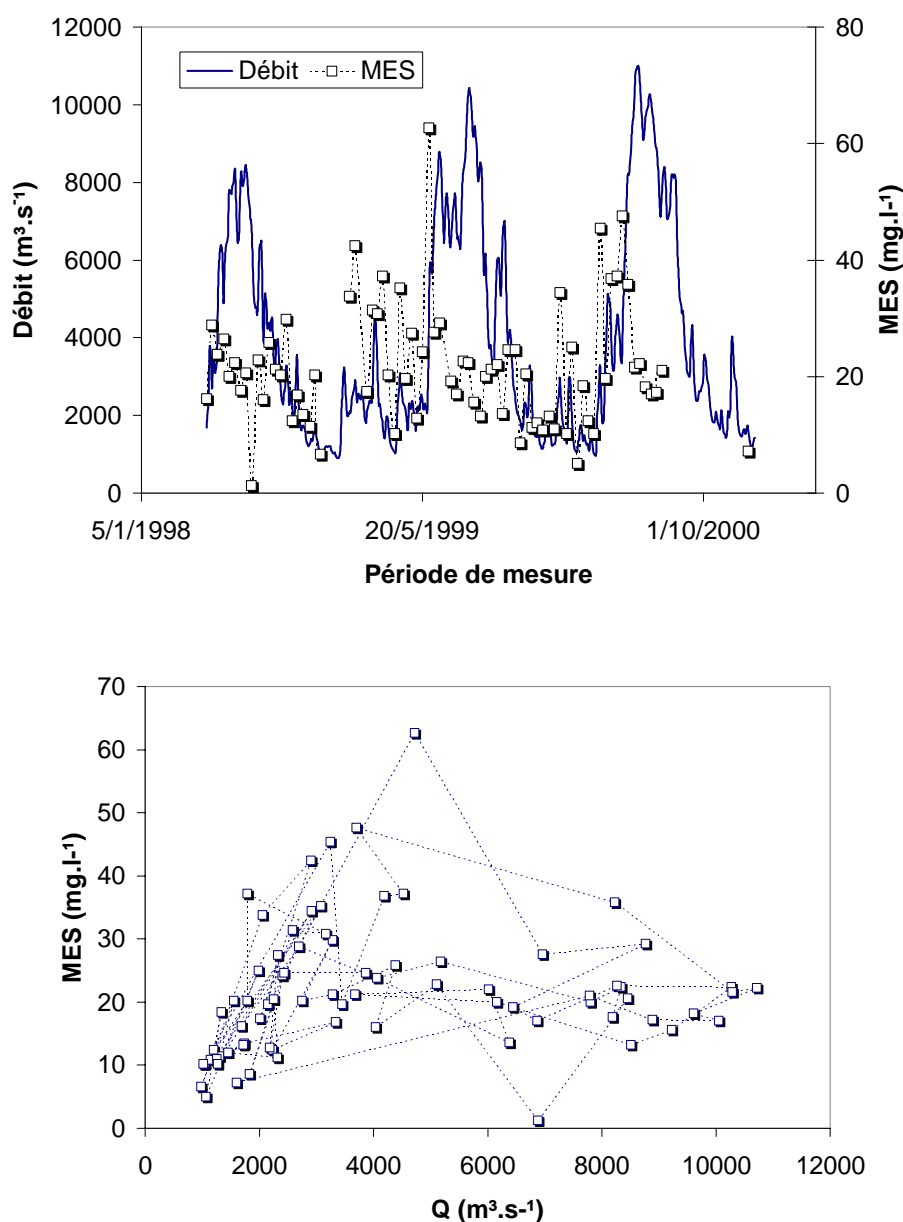


Figure 6.01 : Débit journalier (ANA) et MES de surface
Station de référence de Caracaraí sur le Rio Branco

A **Serrinha, le Rio Negro** présente un régime hydrologique de type équatorial (Molinier et al. (1995), caractérisé par des hautes eaux de mai à juillet, une période de plus basses eaux de novembre à mars, et avec la présence d'un second pic de crue annuel en janvier ou février (Figure 6.02). Les concentrations en MES sont toujours faibles au cours du cycle hydrologique et la relation avec l'hydrologie ne paraît pas évidente.

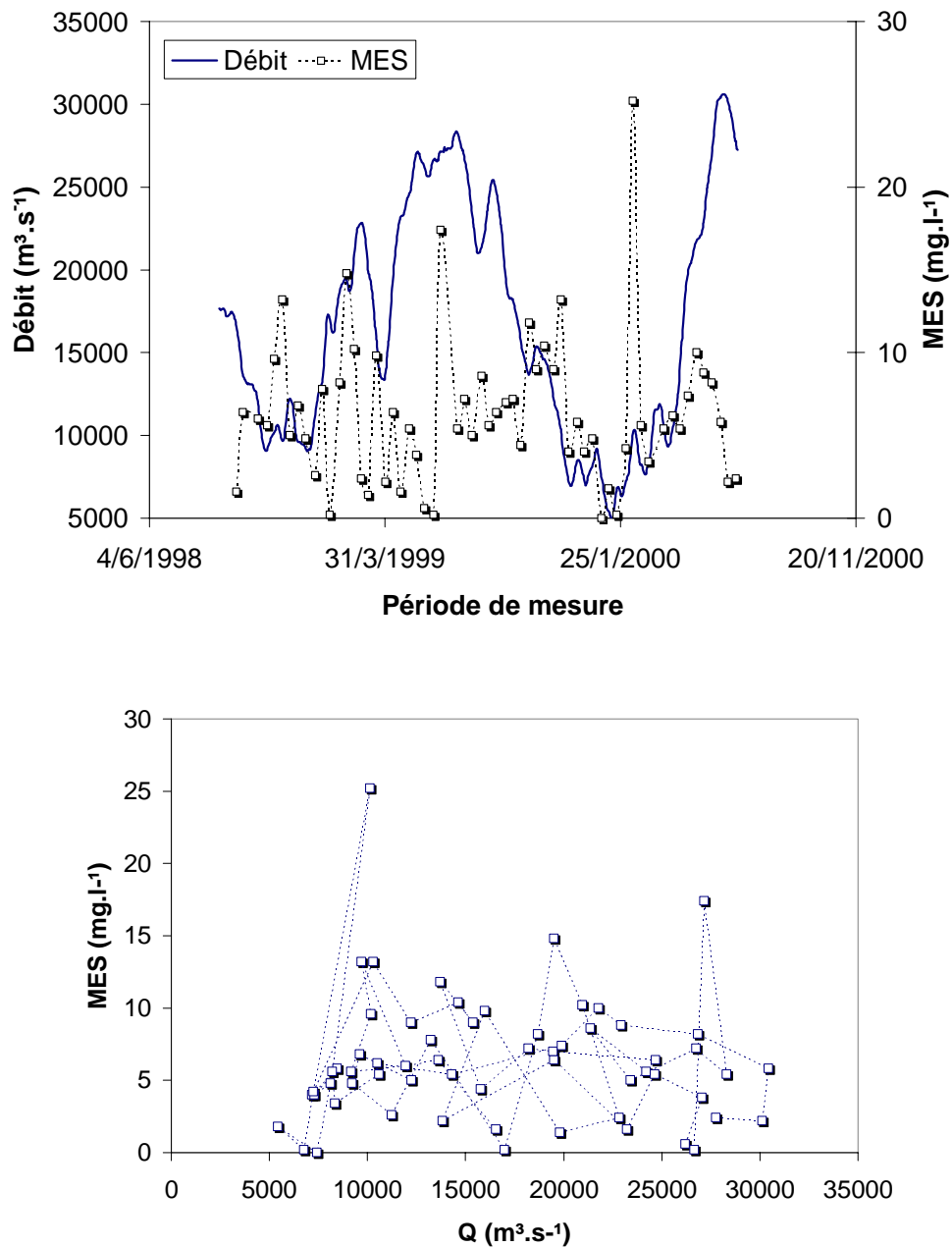


Figure 6.02 : Débit journalier (ANA) et MES de surface
Station de référence de Serrinha sur le Rio Negro

A **Moura sur le Rio Negro**, les hauteurs d'eau observées (Figure 6.03) sont contrôlées par l'Amazone à l'aval et ne reflètent donc pas le régime hydrologique du Rio Negro. Il n'existe d'ailleurs pas de série de débit pour cette station pour laquelle la courbe d'étalonnage n'est pas univoque. Les teneurs en MES restent faibles, comme à Serrinha, et l'apparition de pic de MES ne semble pas liée à l'hydrologie locale.

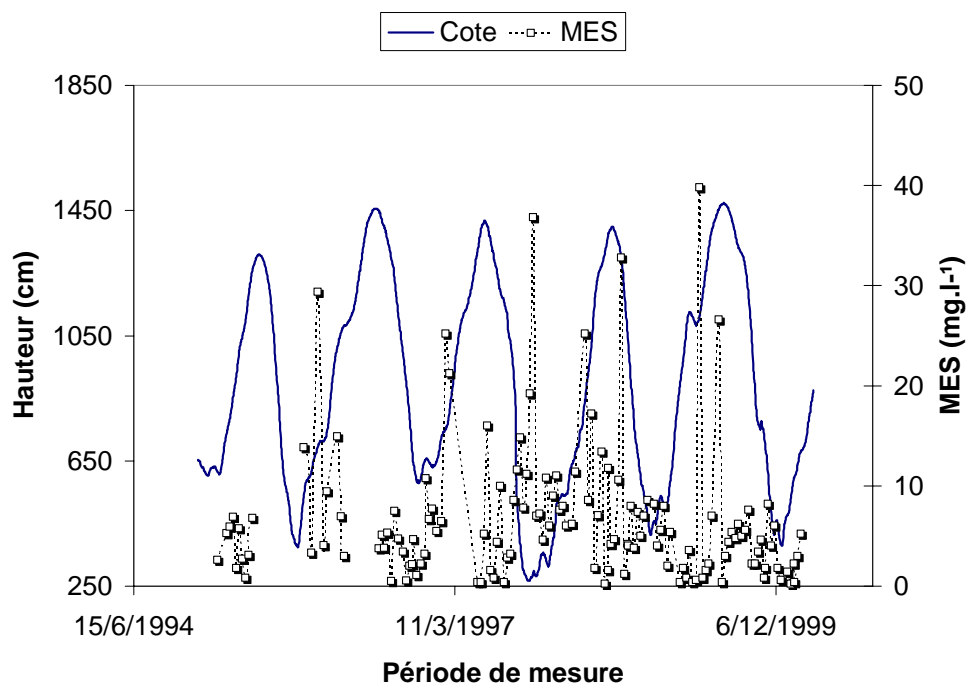


Figure 6.03 : Hauteur d'eau journalière (ANA) et MES de surface
Station de référence de Moura sur le Rio Negro

A **Tabatinga sur le Rio Solimões**, le régime hydrologique est déjà marqué par l'hydrogramme à crue unique caractéristique de l'Amazonie, avec un maximum en mai - juin, généralement précédé d'une légère crue en janvier ou février (Figure 6.04). La distribution des MES de surface montre que les valeurs maximum sont atteintes lors de la montée de crue, de 3 à 4 mois avant le pic de crue, alors que durant le maximum hydrologique, les MES sont à leur concentration les plus faibles. Cet hystérésis est particulièrement visible sur la relation $MES = f(Q)$, qui présente une sorte de pyramide à rotation dans le sens horaire.

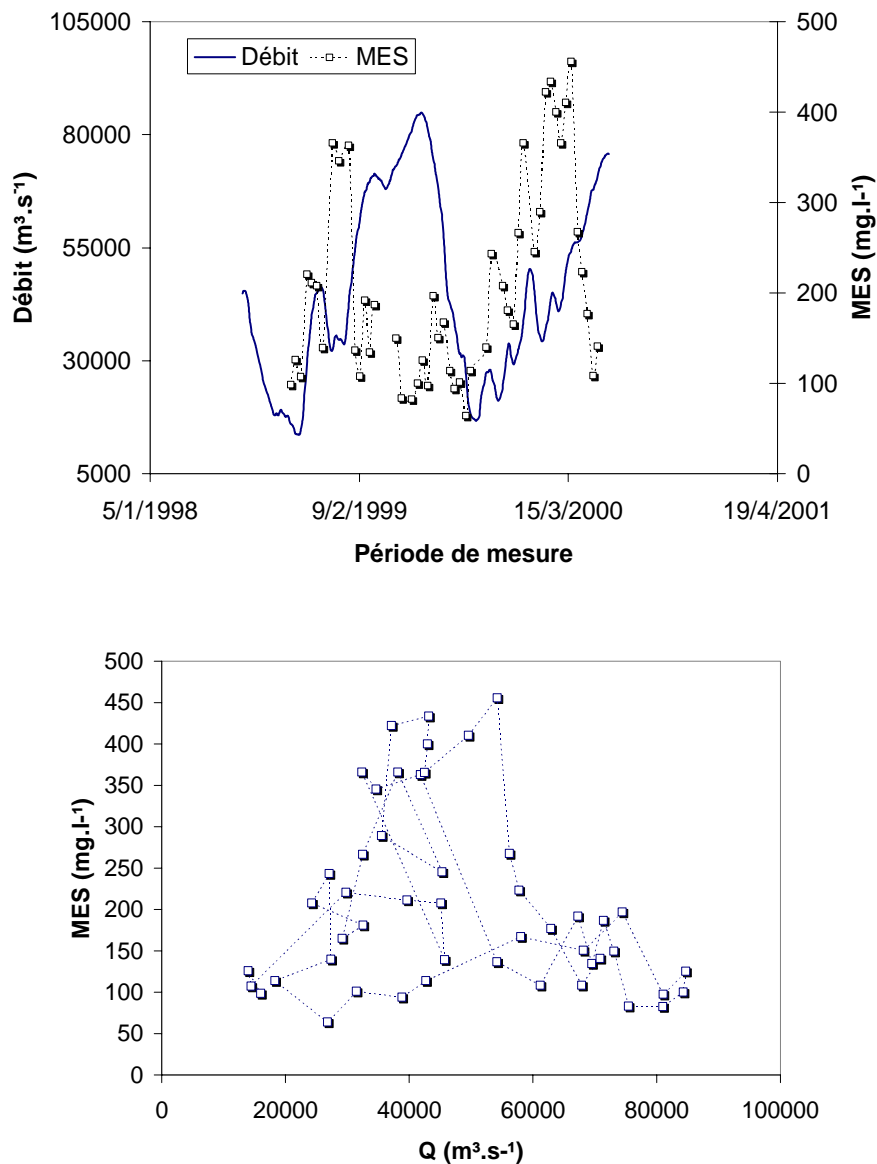
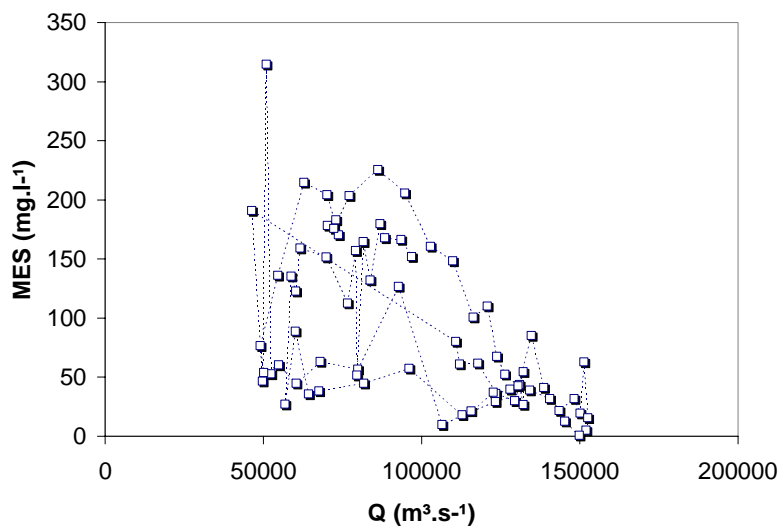
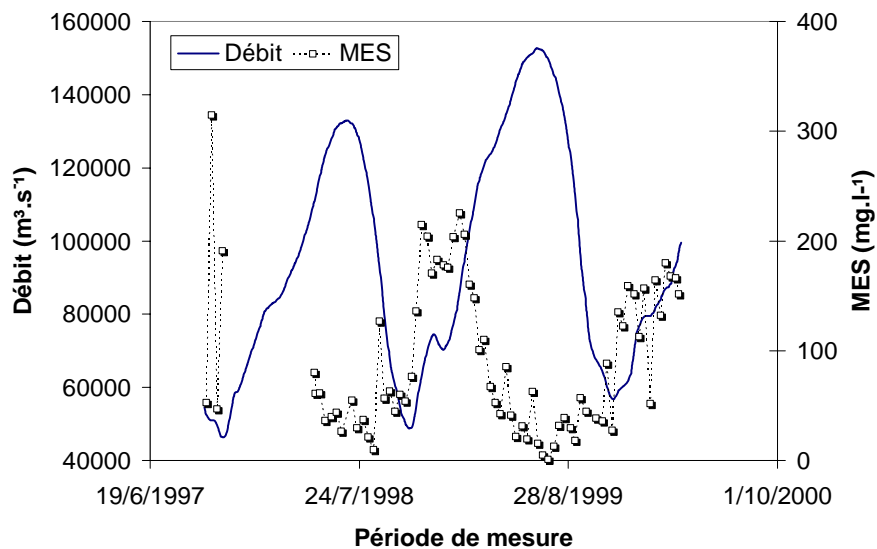


Figure 6.04 : Débit journalier (ANA) et MES de surface
Station de référence de Tabatinga sur le Rio Solimões

A **Manacapuru sur le Rio Solimões**, le régime hydrologique de type tropical altéré, déjà visible à Tabatinga, se précise, et le premier pic de crue s'estompe (Molinier et al., 1995). La distribution des MES est plus régulière qu'à Tabatinga, mais avec la même tendance au décalage de quelques mois entre le maximum sédimentaire et le maximum hydrologique (Figure 6.05). Les concentrations observées varient de 1 à 314 mg.l⁻¹. Les concentrations en MES de surface sont minimales quand le débit est maximum, et la relation MES = f(Q) présente une forme voisine de celle observée à Tabatinga, avec un « lasso » très prononcé.



*Figure 6.05 : Débit journalier (ANA) et MES de surface
Station de référence de Manacapuru sur le Rio Solimões*

A la station de **Porto Velho sur le Rio Madeira**, le régime hydrologique est de type tropical austral, avec une crue unique de février à avril, et une saison sèche bien marquée d'août à novembre (Molinier et al., 1995). Les concentrations en MES varient de 15 à 1500 mg.l⁻¹ au cours du cycle hydrologique, et contrairement au Rio Solimões, le maximum sédimentaire coïncide avec le maximum de crue, ou le précède à peine. Le décalage alors observé sur est généralement de l'ordre de 1 mois (Figure 6.06). La relation MES = f(Q) est bien meilleure que pour le Rio Solimões, et l'hystérésis entre crue et décrue, s'il existe, reste faible.

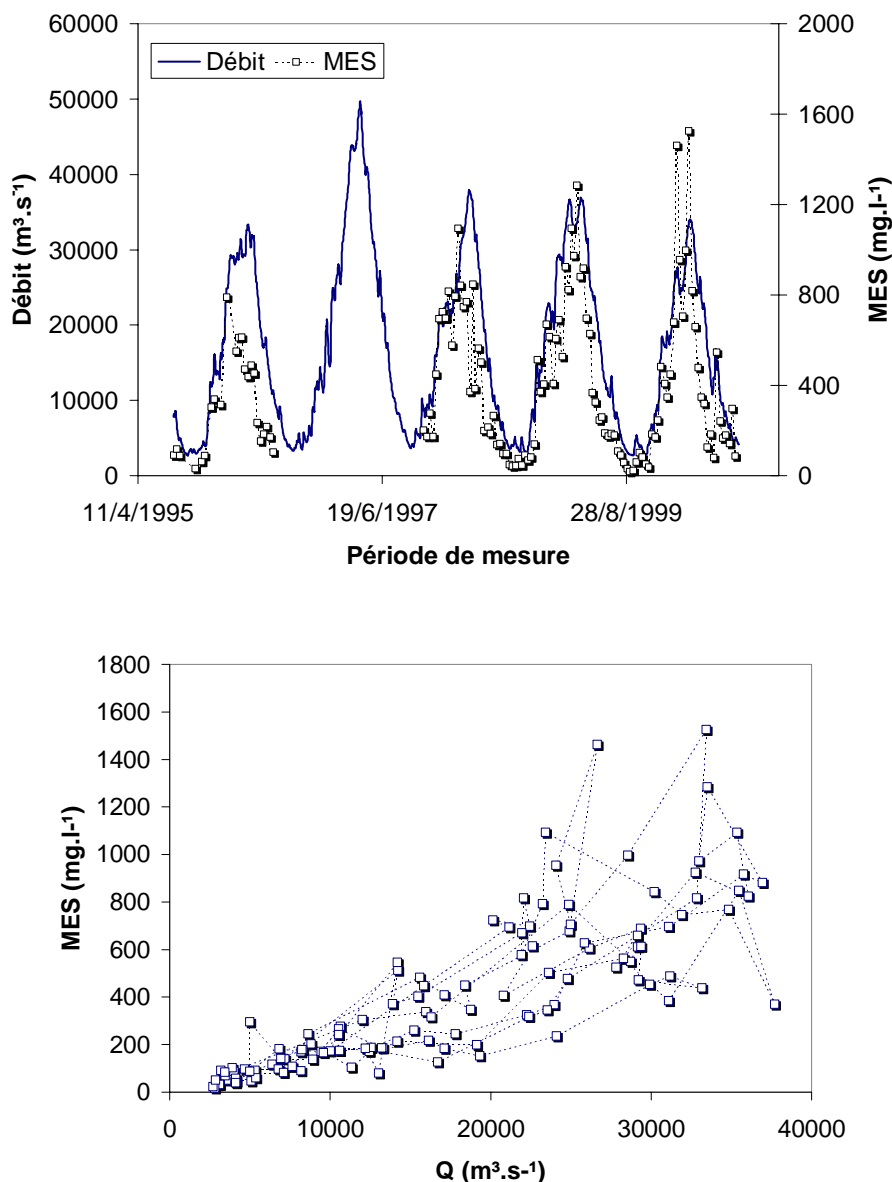


Figure 6.06 : Débit journalier (ANA) et MES de surface
Station de référence de Porto Velho sur le Rio Madeira

A **Fazenda Vista Alegre sur le Rio Madeira** (Figure 6.07), le maximum hydrologique est décalé de mars à mai, mais le régime reste semblable à celui observé plus en amont à Porto Velho. Les concentrations en MES sont plus faibles (environ la moitié), mais le comportement au cours du cycle hydrologique est le même, avec un décalage entre le maximum sédimentaire et le maximum hydrologique qui augmente pour atteindre 2 à 3 mois. La relation $MES = f(Q)$ est toujours meilleure que pour le Rio Solimões, mais un hystérésis à rotation horaire apparaît nettement à cette station.

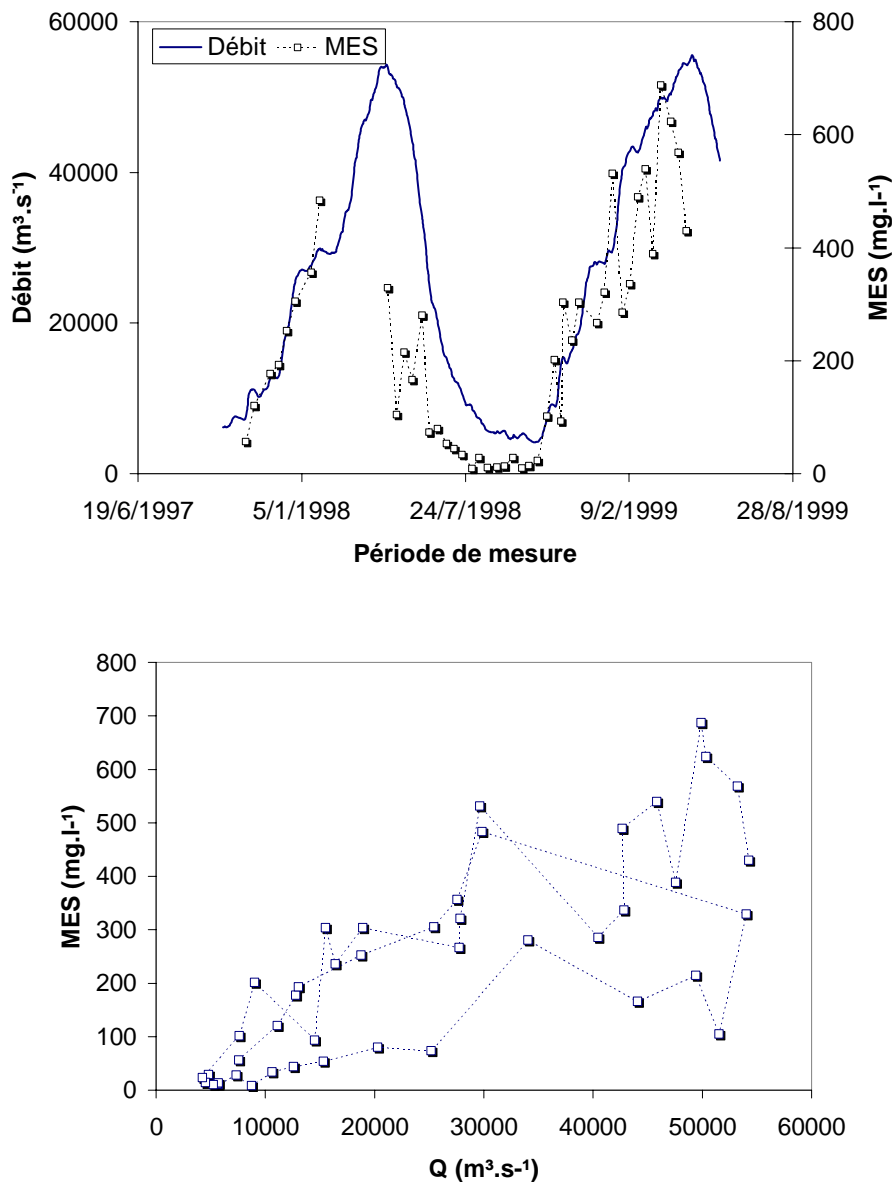


Figure 6.07 : Débit journalier (ANA) et MES de surface
Station de référence de Fazenda Vista Alegre sur le Rio Madeira

A **Óbidos sur le Rio Amazonas**, la crue annuelle unique s'étale de mai à juillet (Figure 6.08). La longue série de MES de surface recueillies à cette station depuis 1995 permettent de suivre plusieurs cycles hydrologiques. Le maximum sédimentaire est toujours observé au début de la crue (en février - mars), alors que le maximum hydrologique s'accompagne de teneurs en MES très faibles. Le déphasage entre les deux maxima est de l'ordre de 3 mois. La relation $MES = f(Q)$ présente à nouveau une forme pyramidale caractéristique, avec un très fort hystérésis à rotation horaire.

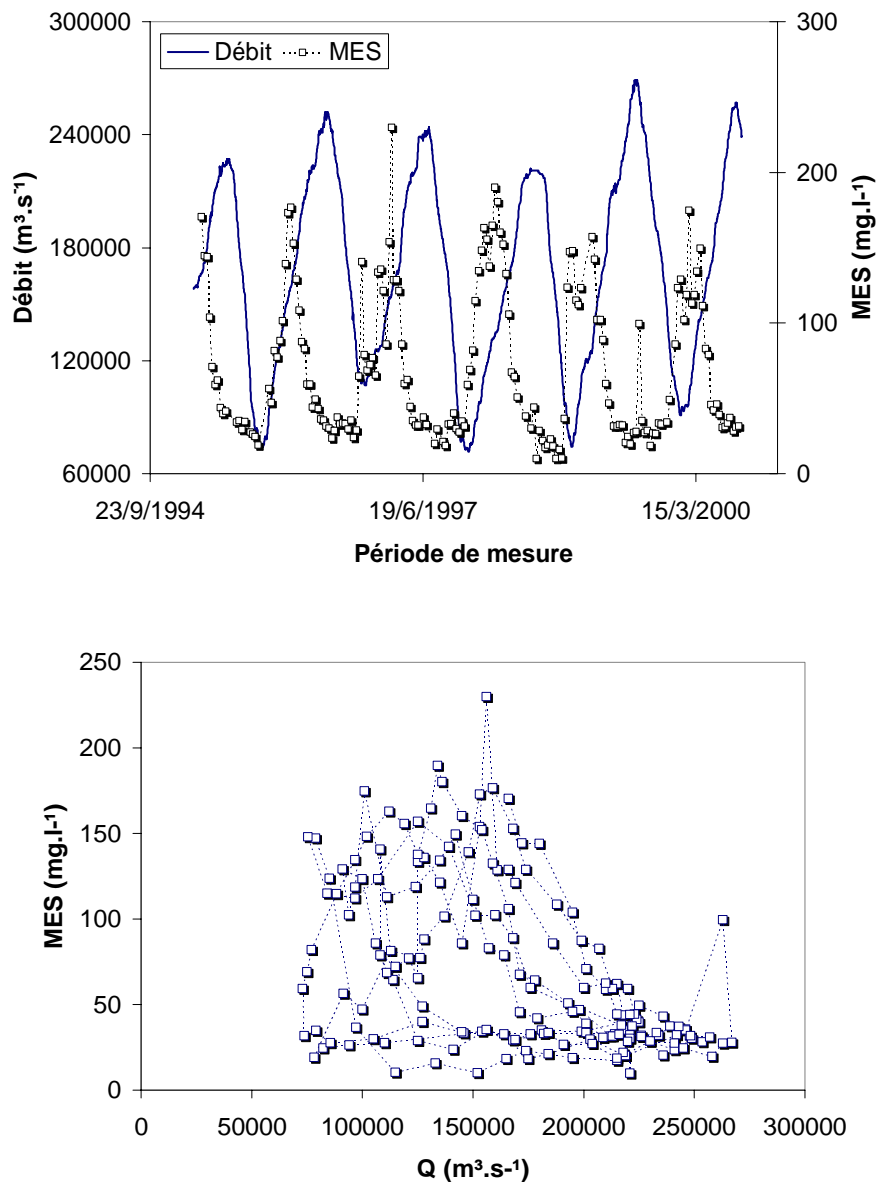


Figure 6.08 : Débit journalier (ANA) et MES de surface
Station de référence de Óbidos sur le Rio Amazonas

A **Itaituba sur le Rio Tapajós**, le régime hydrologique (tropical austral) est comparable à celui du Rio Madeira, avec un maximum observé de mars à mai, et une saison sèche bien marquée. La chronique de MES de surface obtenue est discontinue du fait de problèmes d'observateur (Figure 6.09). Les concentrations, qui sont faibles tout au long de l'année, semblent être plus élevées en montée de crue, et la relation $MES = f(Q)$ s'apparente à celle observée sur le Rio Branco à Caracaráí.

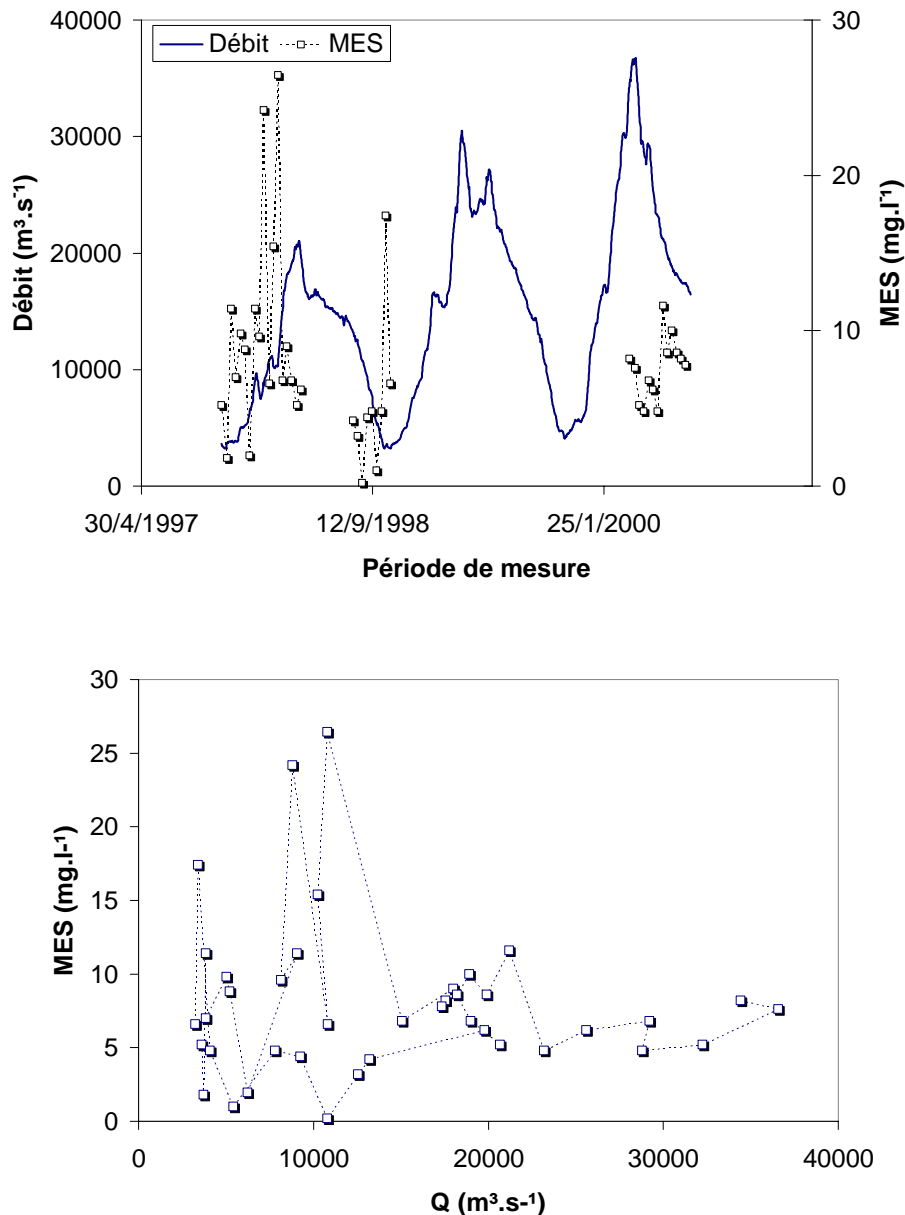


Figure 6.09 : Débit journalier (ANA) et MES de surface
Station de référence de Itaituba sur le Rio Tapajós

A **Altamira sur le Rio Xingu**, le régime hydrologique est également de type tropical austral, avec une période de hautes eaux de mars à mai, et une période d'étiage d'août à novembre particulièrement bien marquée, comme pour les rios Madeira et Tapajós (Molinier et al., 1995). La variabilité des teneurs en MES de surface, qui restent faibles, accompagne celle des débits, avec un déphasage entre les maximum hydrologique et sédimentaire inférieur à un mois (Figure 6.10). Cependant, la relation $MES = f(Q)$ n'est pas très claire.

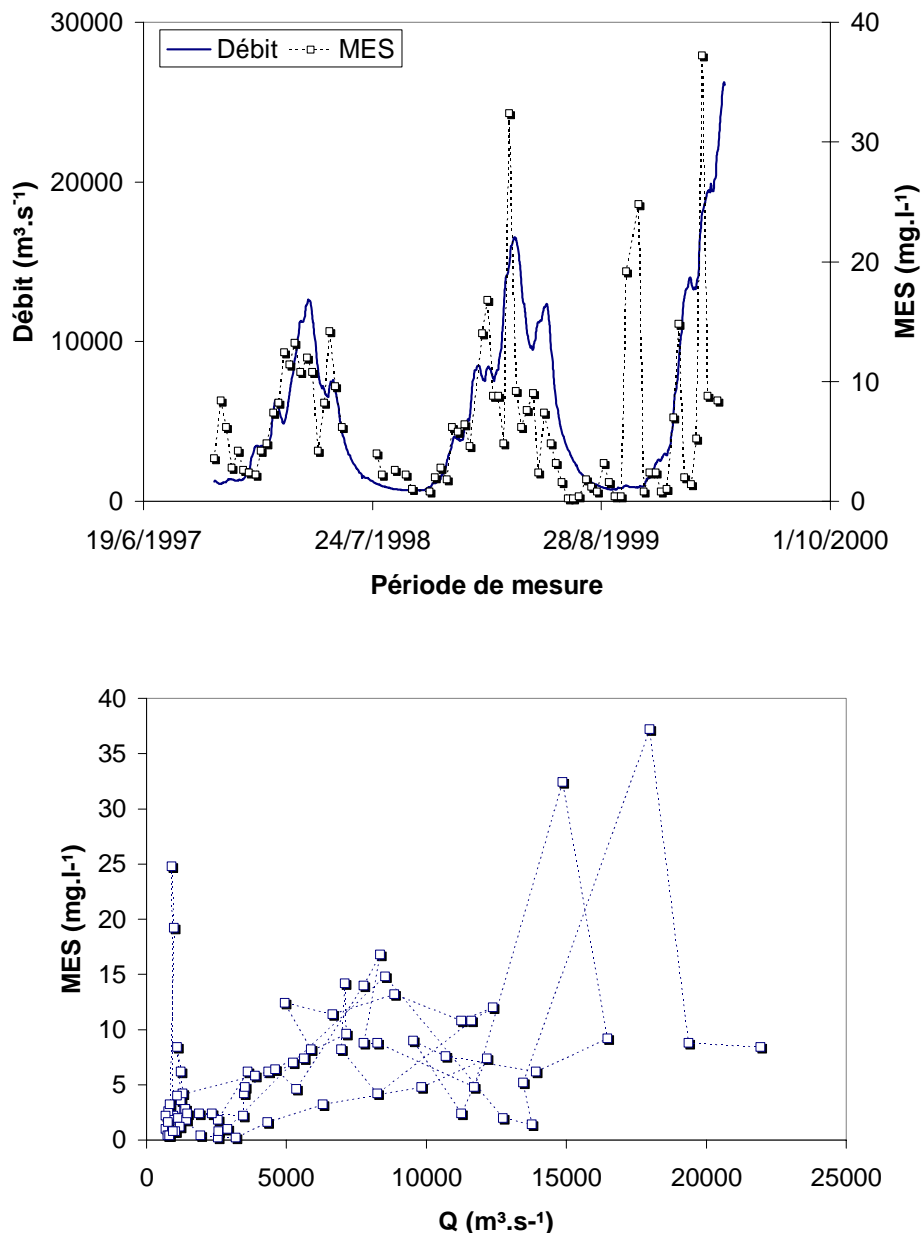


Figure 6.10 : Débit journalier (ANA) et MES de surface
Station de référence de Altamira sur le Rio Xingu

6.4. VARIABILITE TEMPORELLE DE LA RELATION $QS = f(Q)$

La relation liant le débit solide (QS) au débit (Q) aux principales stations de référence a déjà été explorée à partir des données des campagnes HYBAM (Figures 5.25 à 5.29 du chapitre précédent). Dans le présent chapitre, la même approche est réalisée avec les échantillons décennaires de surface obtenus aux principales stations de référence.

Dans le cas de la station de **Manacapuru sur le Rio Solimões**, cette relation $QS = f(Q)$ montre un phénomène cyclique à révolution horaire (Figure 6.11), comparable à celui de la relation $MES = f(Q)$ de la figure 6.05. De novembre - janvier à février - mars, lors du début de la crue, l'augmentation des débits s'accompagne d'une augmentation du débit solide. De février - mars à août - septembre, la crue se poursuit mais le débit solide décroît rapidement pour atteindre son niveau minimum. Enfin, d'août - septembre à novembre - janvier, au cours de la décrue, le débit diminue et le débit solide reste stable et bas. L'hystérésis détecté dans le chapitre 5.3 à cette station (Figure 5.25) est confirmé et amplifié par l'échantillonnage décennaire des MES de surface. La forme pyramidale très marquée de la relation liant MES et débit invalide complètement l'emploi d'une équation $QS = f(Q)$, comme celle utilisée dans le chapitre 5.3 à partir des données des campagnes HYBAM.

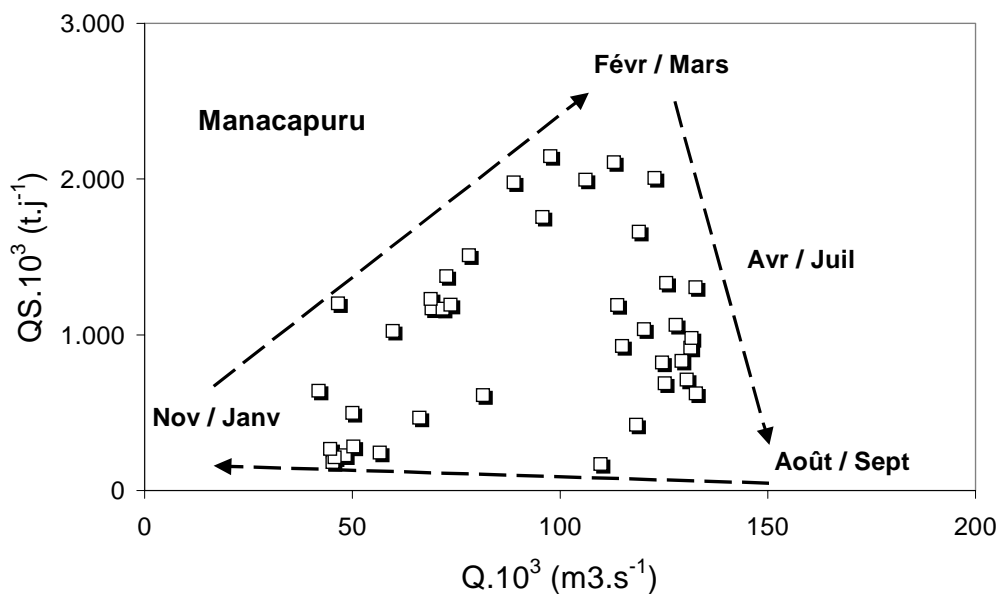


Figure 6.11 : Débit solide (QS) vs. Débit (Q)

Station de référence de Manacapuru sur le Rio Solimões.

Pour le **Rio Madeira à Fazenda Vista Alegre**, un comportement cyclique à révolution horaire est également observé, mais avec une amplitude plus faible, et une forme moins triangulaire, plutôt de type « boomerang » (Figure 6.12). L'hystérésis est en fait assez faible durant étiage qui s'étale de juillet à novembre ($Q < 30\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$), et le comportement cyclique non univoque n'est observé qu'en hautes eaux. Il faut cependant noter que le débit solide maximum correspond au débit liquide maximum, et qu'en basses eaux, le flux sédimentaire est très faible. La non univocité en hautes eaux n'avait pas été détectée sur le jeu de données des campagnes HYBAM, du fait d'un nombre réduit d'échantillons (Figure 5.27 du chapitre 5.3).

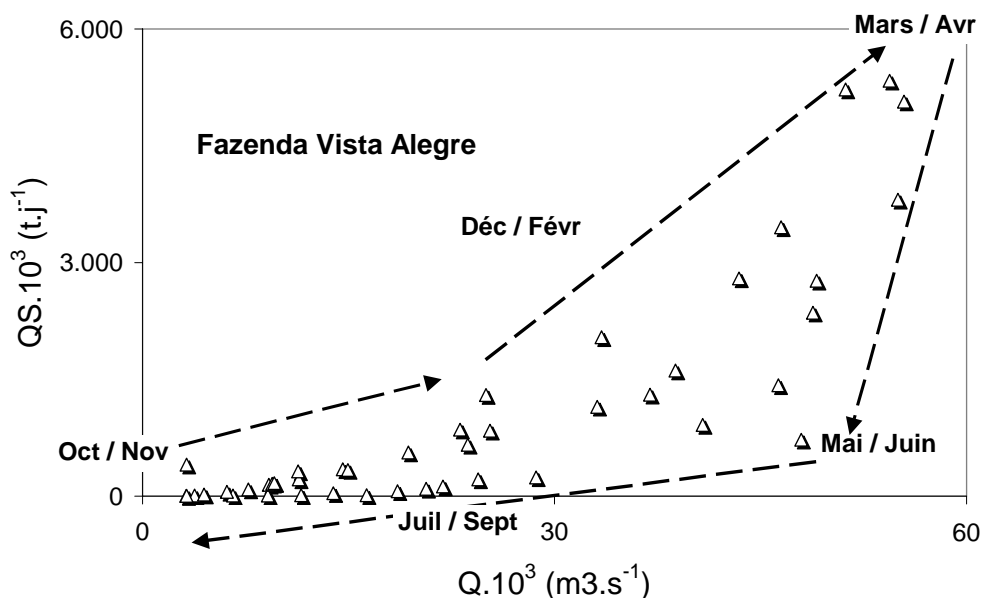


Figure 6.12 : Débit solide (QS) vs. Débit (Q)

Station de référence de Fazenda Vista Alegre sur le Rio Madeira.

Enfin, à la station de **Óbidos sur le Rio Amazonas**, la relation $QS = f(Q)$ présente elle aussi un phénomène cyclique à révolution horaire très marqué (Figure 6.13), de forme triangulaire comparable à celui observé à Manacapuru, mais avec des dates différentes. De octobre - novembre à février - mars, au début de la crue, le débit solide augmente avec les débits. Ensuite, la crue se poursuit de février - mars à juin - juillet, alors que le débit solide diminue fortement. Enfin, de juin - juillet à octobre - novembre, la décrue s'accompagne par une lente diminution du débit solide. Cette diminution du QS en basses eaux provient des très faibles

valeurs de QS observées sur le Rio Madeira à cette époque de l'année. La non univocité très prononcée de la relation $QS = f(Q)$ n'avait pas été détectée sur le jeu de données des campagnes HYBAM (Figure 5.28 du chapitre 5.3). Ceci montre qu'un échantillonnage réduit peut oblitérer une partie de la variabilité saisonnière. L'emploi d'une équation $QS = f(Q)$, qui risque dans ce cas d'être non représentative, peut entraîner d'importantes erreurs sur le calcul des flux à certaines stations du bassin (Figure 5.28).

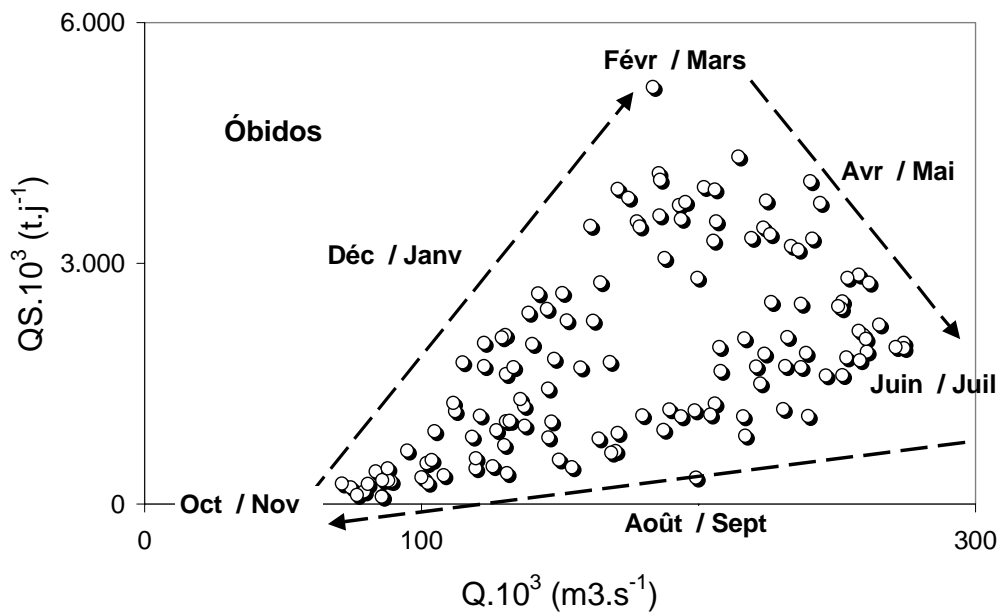


Figure 6.13 : Débit solide (QS) vs. Débit (Q)
Station de référence de Óbidos sur le Rio Amazonas.

6.5. REGIME HYDRO-SEDIMENTAIRE, A PARTIR DES DONNEES DES STATIONS DE REFERENCE

Malgré de nombreuses lacunes d'observation en raison de la défaillance de certains observateurs, une période commune existe d'octobre 1997 à avril 1999, pour les trois stations clés de Manacapuru, Fazenda Vista Alegre et Óbidos.

Une première analyse basée sur le débit solide calculé à partir des échantillons de surface (MES_S), montre clairement le fonctionnement de ces trois stations de référence (Figure 6.14). Le Rio Madeira présente des flux sédimentaire (QS_S) très bas de juin à décembre, puis qui augmentent de janvier à mars (avec un pic fin mars), pour diminuer ensuite à partir d'avril. Pour l'Amazone à Óbidos, les QS_S sont bas d'août à novembre, et le

pic de MES est observé fin février - début mars. Enfin, le Rio Solimões à Manacapuru présente son pic de MES en février, pour amorcer la diminution du QS_S en mars, et les plus faibles valeurs sont observées de juin à novembre. De septembre à novembre, le QS_S à Manacapuru est légèrement supérieur à celui observé à Óbidos. La somme des apports (MAN+FVA) est voisine des valeurs mesurées à Óbidos lors de la décrue, mais présente un net excédent lors de la montée des eaux, traduisant un déficit sédimentaire, comme cela a été observé à partir des données des campagnes HYBAM (Chapitre 5.2).

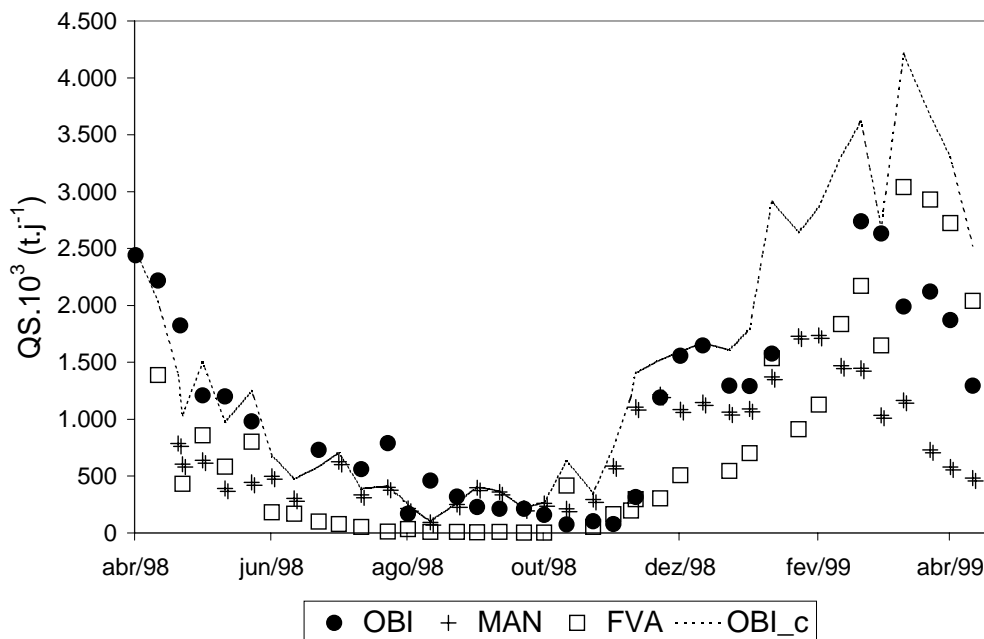


Figure 6.14 : Evolution temporelle du débit solide de surface (QS_S), 1998-1999

[MAN = Rio Solimões à Manacapuru, FVA = Rio Madeira à Fazenda Vista Alegre,
OBI = Rio Amazonas à Óbidos, OBI_c = MAN+FVA]

Comme les données de MES de surface ne représentent pas la distribution des MES dans la section totale (cf. chapitre 4), l'équation suivante a été utilisée pour le calcul des débits solides aux stations de référence :

$$QS = Q * MES_T * C$$

avec :

- QS = débit solide total ($t.jour^{-1}$)
- Q = débit journalier de l'ANA ($m^3.s^{-1}$)
- MES_T = f(MES_S) en $mg.l^{-1}$, d'après les équations des figures 4.50 et 4.51
- C = facteur de conversion

Les données mensuelles moyennes obtenues pour la période 1998-1999 (Tableau 6.02) permettent d'appréhender plus finement le régime hydro-sédimentaire de l'Amazone et de ses principaux tributaires (Figure 6.15). Le flux sédimentaire à Paricatuba a été calculé en créant une série chronologique fictive de débit du Rio Negro, par la différence des débits journaliers entre la station de Jatuarana (Rio Amazonas) située à l'aval de Manaus, et celle de Manacapuru (Rio Solimões) à l'amont.

Tableau 6.02 : Débit solide total moyen mensuel (QS_T en $t.jour^{-1}$)

Stations de référence HYBAM, 1998-1999

[MAN = Rio Solimões à Manacapuru, PAR = Rio Negro à Paricatuba,

FVA = Rio Madeira à Fazenda Vista Alegre, OBI = Rio Amazonas à Óbidos, OBI_c = MAN+PAR+FVA]

Mois	MAN	PAR	FVA	OBI	OBI_c	OBI - OBI_c
Janvier	1 283	19	1 140	1 890	2 442	-552
Février	2 041	29	1 903	2 561	3 973	-1 412
Mars	1 925	22	3 814	3 749	5 761	-2 012
Avril	1 127	45	4 183	3 368	5 355	-1 987
Mai	884	24	1 021	2 007	1 929	78
Juin	812	54	534	1 874	1 400	474
Juillet	1 009	38	94	1 296	1 141	155
Août	472	48	21	969	541	428
Septembre	947	46	9	494	1 002	-508
Octobre	231	21	109	230	361	-131
Novembre	608	21	164	248	793	-545
Décembre	1 266	13	352	1 345	1 631	-286
Moyenne annuelle	1 050	32	1 112	1 669	2 194	-525
Total annuel ($10^6 t.an^{-1}$)	383	12	406	609	801	-192

Pour les fleuves andins, le maximum de débit solide intervient avant le maximum de crue, avec un déphasage faible pour le Rio Madeira (1 mois) et beaucoup plus important pour les rios Solimões et Amazonas (3 mois), comme cela avait été observé précédemment. Les pics sédimentaires interviennent de février à mars, alors que les maxima hydrologiques s'étalent d'avril à juillet. Les apports comparés de ces trois fleuves sont résumés dans la figure 6.16. Les QS observés à Manacapuru sont supérieurs à ceux de Óbidos, de septembre à novembre, et ceux du Rio Madeira dépasse Óbidos en avril.

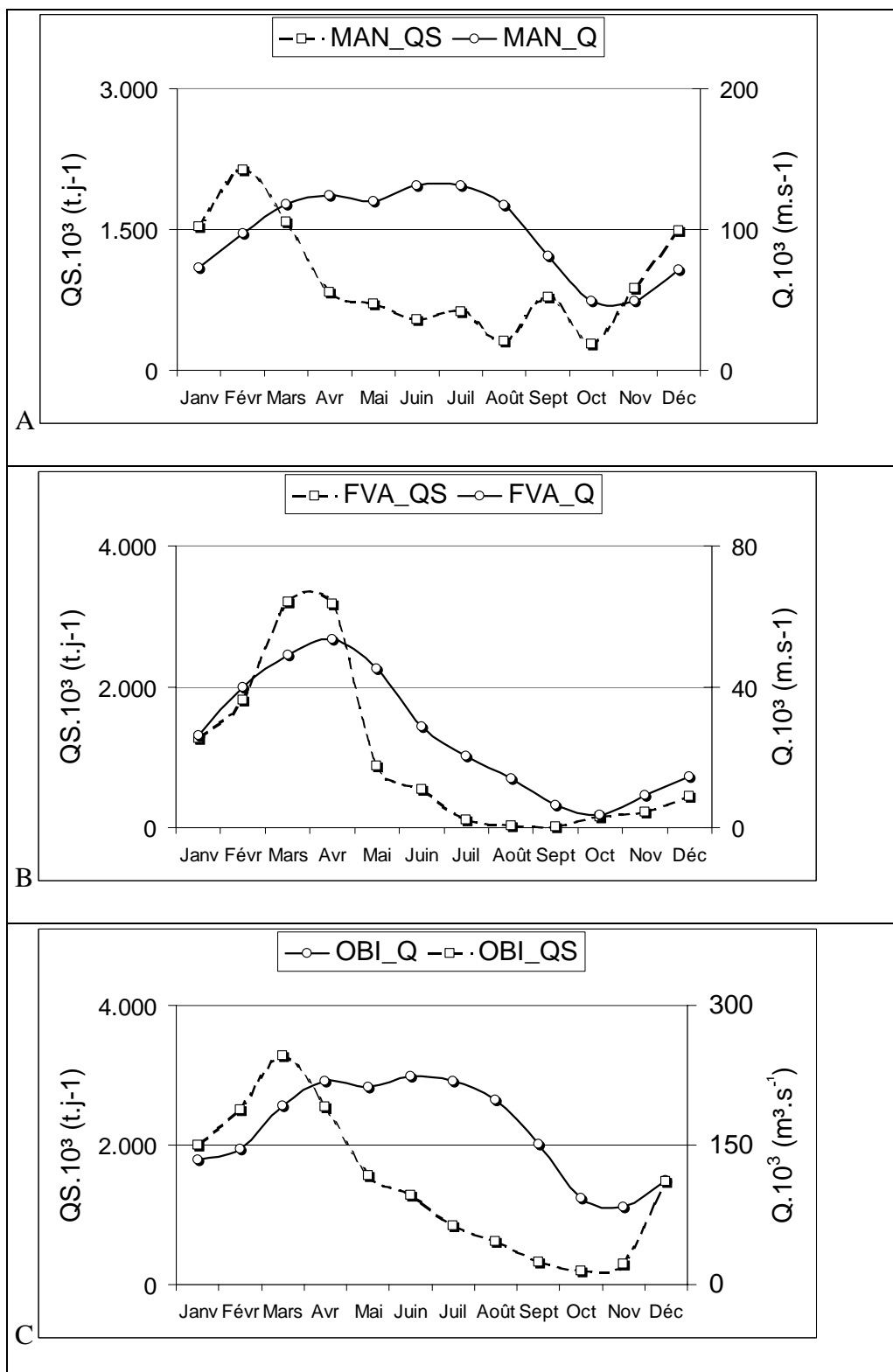


Figure 6.15 : Evolution saisonnière du débit (Q) et du débit solide (QS) mensuels moyens

[MAN = Rio Solimões à Manacapuru, FVA = Rio Madeira à Fazenda Vista Alegre,

OBI = Rio Amazonas à Óbidos]

Le débit solide maximum arrive en février à Manacapuru, puis en mars - avril sur le Madeira. La station aval de Óbidos présente donc un maximum sédimentaire en mars. Le flux sédimentaire du Rio Negro est très faible tout au long de l'année, mais dépasse celui du Rio Madeira d'août à septembre.

La somme des apports des trois tributaires (MAN+PAR+FVA) coïncide grossièrement avec la courbe observée à Óbidos (OBI), de mai à novembre. Par contre, en période de hautes eaux, la somme des tributaires est largement supérieure aux valeurs de Óbidos, indiquant d'importants phénomènes de stockage sédimentaire dans cette partie du bassin, comme cela était déjà observé avec les seules données des campagnes HYBAM. A partir de ces résultats (Tableau 6.02), un taux de piégeage sédimentaire moyen annuel a été calculé pour ce tronçon de fleuve : $192 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$. Enfin, ces données permettent de proposer un nouveau bilan des apports de l'Amazonie à l'Océan Atlantique, dont la fourchette serait de $600 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$ (observé à Óbidos) à $800 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$ (calculé à partir des apports des principaux tributaires). Ce résultat est en accord avec les résultats proposés par Filizola (1999), basés sur l'exploitation des données de 60 stations du réseau hydro-sédimentaire de l'ANA au Brésil.

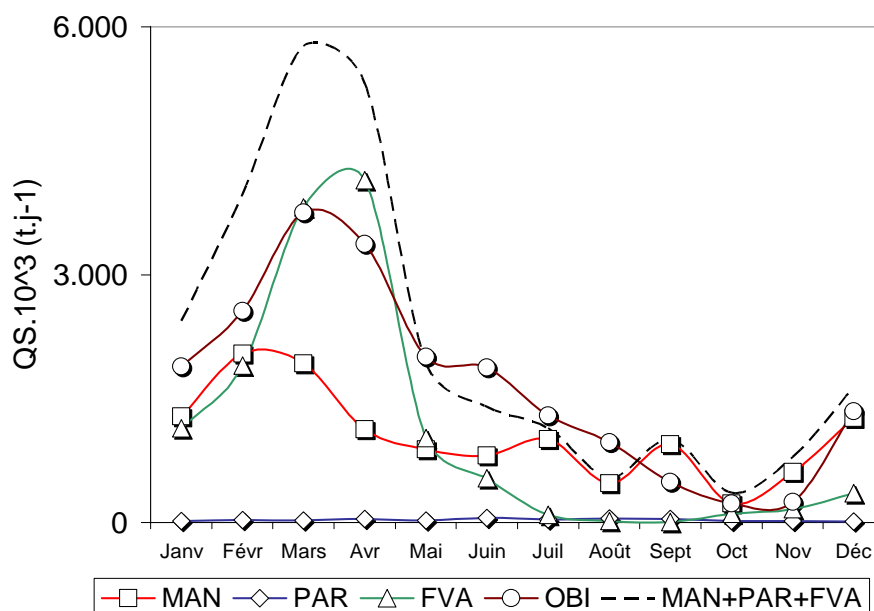


Figure 6.16 : Débit solide (QS) moyen mensuel

[MAN = Rio Solimões à Manacapuru, FVA = Rio Madeira à Fazenda Vista Alegre, PAR = Rio Negro à Paricatuba, OBI = Rio Amazonas à Óbidos]

6.6. CONCLUSION

Les données acquises aux niveau des 10 stations référence de l'Amazonie brésilienne par le programme HYBAM, montrent que :

- les rios Negro, Tapajós et Xingu présentent des teneurs faibles et relativement constantes en MES de surface. Par contre, les concentrations en MES de surface des fleuves andins (rios Solimões, Madeira et Amazonas) sont très variables au cours du temps, ce qui valide à posteriori le choix d'un pas de temps d'échantillonnage décadaire.
- les maxima sédimentaires coïncident rarement avec les maxima hydrologiques, et le décalage peut atteindre plusieurs mois. Aussi, la relation $QS = f(Q)$ est rarement univoque sur l'ensemble des stations étudiées. Le fort hystérésis observé à certaines stations (Caracaraí, Tabatinga, Manacapuru et Óbidos) invalide la calcul du débit solide par la relation $QS = f(Q)$. Les résultats obtenus à ces stations dans le chapitre 5 sont donc entachés d'erreurs importantes, du fait d'un nombre restreint d'échantillons.
- le débit solide (QS) aux stations de référence a été calculé à partir des nombreuses données (près de 1000 échantillons) de MES de surface (MES_S) et de la relation $MES_T = f(MES_S)$ définie pour chacune des stations dans le chapitre 4. Des flux sédimentaires mensuels ont ainsi pu être calculés pour l'ensemble des stations principales.
- La comparaison entre le flux sédimentaire transitant par Óbidos et la somme des apports principaux (Solimões + Negro + Madeira), montre un excédent à certaines époques de l'année et un déficit à d'autres, validant ainsi le schéma proposé par Meade et al. (1985), avec une période de stockage sédimentaire alternant avec une période de resuspension. Par contre, au niveau du bilan annuel, nos résultats font apparaître un déficit net de $192 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$ traduisant d'importants phénomènes de stockage dans le bas Amazone, de Manacapuru à Óbidos.
- Enfin, le flux annuel moyen de sédiments apportés par l'Amazonie à l'Océan Atlantique serait compris entre 600 et $800 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$.

Chapitre 7

Flux sédimentaire actuel
dans le bassin Amazonien

3. à partir des stations des réseaux
nationaux de l'ANA et du SENAMHI



Tournée hydrologique sur le Rio Madre de Dios

7.1. INTRODUCTION

Ce chapitre traite de l'étude des flux sédimentaires dans le bassin amazonien à partir des données des réseaux hydrologiques nationaux. Pour cela, les données des séries historiques provenant de Bolivie et du Brésil ont été utilisées. Ces données nombreuses (plus de 20 000 échantillons traités) correspondent en général à une fréquence d'échantillonnage faible, mais sur des durées de 5 à 15 ans et plus. Elles portent également sur un réseau bien distribué spatialement, et non seulement cantonné aux seuls principaux fleuves.

Les données de ces réseaux nationaux, qui sont largement inédites, permettent de proposer de nouvelles valeurs des flux sédimentaires et des apports à l'Océan, qui seront alors confrontées aux données des campagnes HYBAM (chapitre 5) et aux données des réseaux de station de référence (chapitre 6).

Cette analyse a d'abord été effectuée sur le bassin du Rio Madeira en utilisant les données du programme PHICAB en Bolivie, puis celles du gouvernement brésilien (DNAEE, puis ANEEL et ANA) au Brésil. Ainsi, les flux sédimentaires du Rio Madeira ont été obtenus, depuis les Andes de Bolivie jusqu'à son embouchure dans l'Amazonie. A la frontière Bolivie - Brésil, les « sorties » de Bolivie ont été comparées aux « entrées » au Brésil, à partir des banques de données différentes. Les résultats finaux ont ensuite été comparés à ceux des publications existantes portant sur cette région. Ensuite, l'étude a été étendue à l'ensemble de l'Amazonie brésilienne, en utilisant toutes les données disponibles des réseaux officiels de ce pays, données actualisées jusqu'en 2000. Les résultats de ces réseaux devraient permettre de :

- i. connaître les contributions respectives des différentes régions du bassin, notamment celle des boucliers guyanais et brésilien qui reste largement méconnue,
- ii. localiser les zones de dépôt et de production sédimentaire, notamment le long du cours des principaux fleuves du bassin,
- iii. proposer un taux de sédimentation (dépôt) dans les zones humides (várzeas).

A partir des nombreuses données du réseau brésilien, le débit solide mensuel moyen des rios Negro, Solimões, Madeira et Amazonas sera calculé.

7.2. VARIABILITE TEMPORELLE DES MES SUR LES RESEAUX

L'étude de la variabilité temporelle des MES mesurées sur le réseau hydrométrique brésilien de l'ANA, se bornera à la discussion des données mensuelles du flux sédimentaire et leur évolution saisonnière (Figures 7.01 à 7.08). Le premier graphique correspond au régime mensuel moyen du flux sédimentaire, le second explore la relation $QS = f(Q)$ pour l'ensemble des échantillons collectés, et le troisième graphique trace l'évolution saisonnière des MES moyennes mensuelles par rapport au débit.

Le régime des débits solides observé à la station de **Itapéua sur le Rio Solimões** (Figure 7.01) présente un premier pic en juin - juillet, et un second pic en janvier. Ce maximum de janvier, observé sur d'autres stations de l'ANA, peut être expliqué par l'arrivée d'eau très turbide d'origine andine en tout début de la crue, mais peut aussi résulter d'un artefact dans les données, du fait du faible nombre d'échantillons à cette station à cette époque de l'année. Enfin, la faible valeur observée en août semble également traduire une faiblesse de l'échantillonnage à cette époque de l'année. La relation $QS = f(Q)$ n'est pas linéaire, et la dispersion des QS observés est grande pour les forts débits. Enfin, les MES moyennes mensuelles ne semblent pas être corrélées au débit moyen mensuel.

Sur le **Rio Purus à la station de Arumã Jusante**, le régime du transport solide (Figure 7.02) présente des valeurs plus régulières au cours du cycle hydrologique, plus élevées lors du premier semestre, et avec les mêmes pics en janvier, puis en mai -juin. Le pic du mois de janvier peut la aussi correspondre à des fortes teneurs en tout début de crue, ou traduire un problème de représentativité de l'échantillonnage. La relation $QS = f(Q)$ présente une grande dispersion des valeurs pour les forts débits, et l'évolution des MES moyennes mensuelles en fonction des débits montre un très fort hystérésis, comparable à celui observé à Itapéua, mais avec des concentrations 10 fois plus faibles.

La station historique de **Manacapuru** est une station clé du dispositif hydrologique brésilien, car elle contrôle les apports du **Rio Solimões** avant sa confluence avec le Rio Negro près de Manaus. A cette station, le régime saisonnier du débit solide (Figure 7.03) indique un comportement assez régulier, avec des valeurs de débit solide plus fortes de mai à septembre, ainsi que le fameux pic du mois de janvier. Le régime du Rio Solimões apparaît plus régulier à Manacapuru qu'à Itapéua plus à l'amont. La relation $QS = f(Q)$ présente également une grande dispersion des points, notamment pour les forts débits. Les MES moyennes mensuelles présentent une évolution en fonction des débits à fort hystérésis, comparable à celle observée à Itapéua et Arumã jusante.

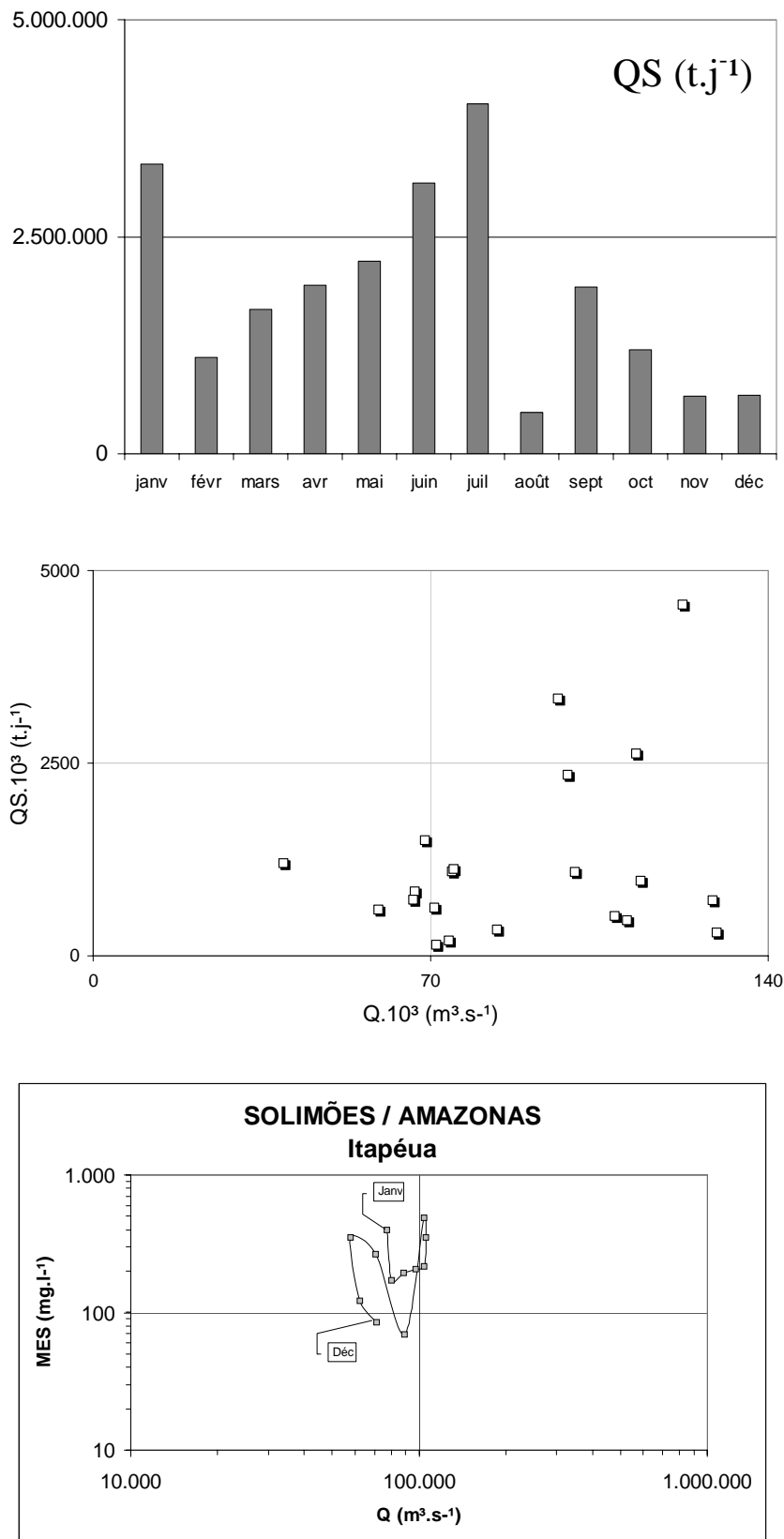


Figure 7.01 : QS moy. mens., $QS = f(Q)$, MES moy. mens. = $f(Q)$
 Rio Solimões à Itapéua (données ANA)

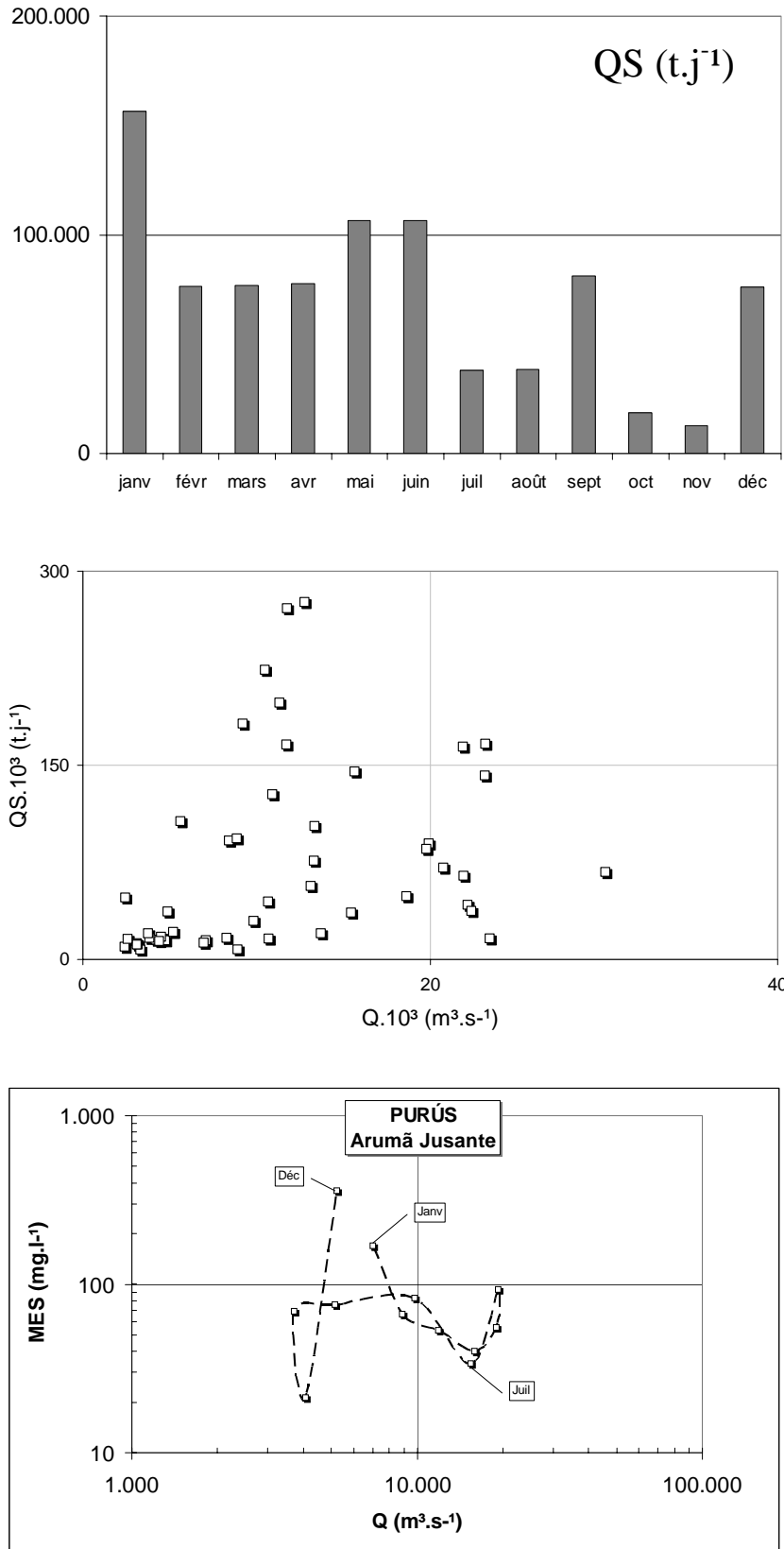


Figure 7.02 : QS moy. mens., $QS = f(Q)$, MES moy. mens. = $f(Q)$
 Rio Purus à Arumã Jusante (données ANA)

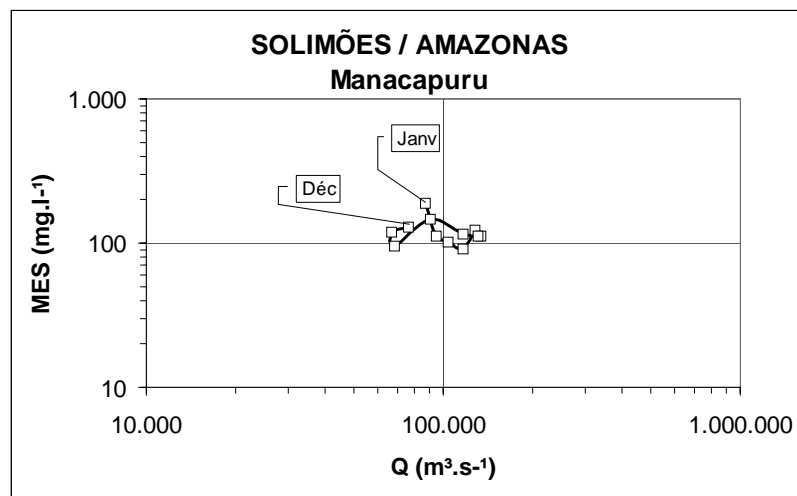
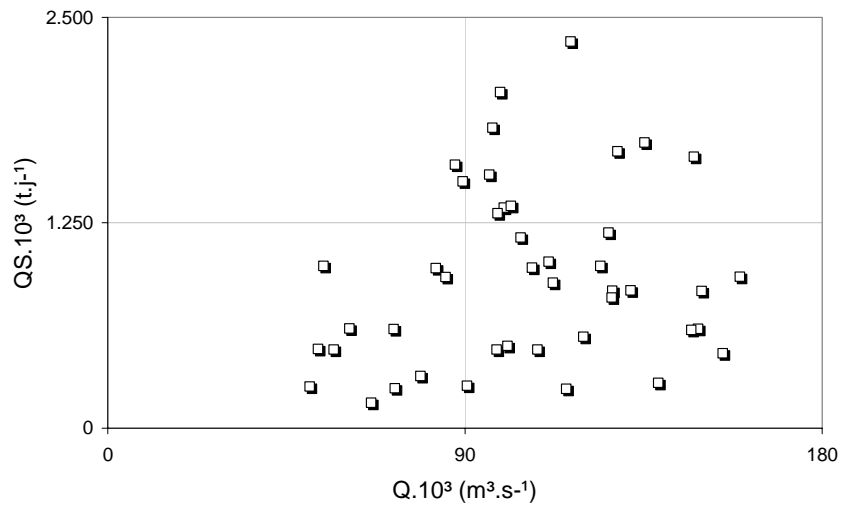
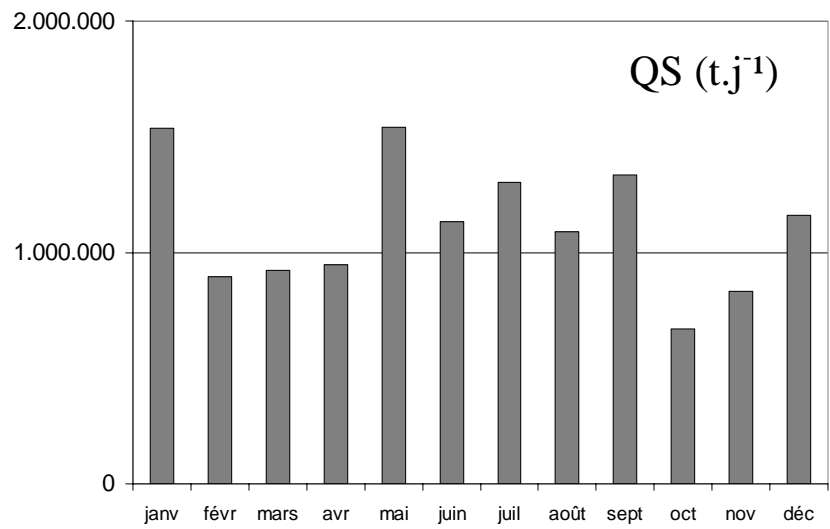


Figure 7.03 : QS moy. mens., $QS = f(Q)$, MES moy. mens. = $f(Q)$
Rio Solimões à Manacapuru (données ANA)

Le régime saisonnier du flux particulaire de la station de **Cucuí** drainant le **Rio Negro** issu du bouclier guyanais, est très proche du régime hydrologique, avec un premier maximum observé en mai, et un second maximum, plus élevé, observé en septembre (Figure 7.04). La relation $QS = f(Q)$ présente un assez bon ajustement linéaire positif, du fait de la constance des teneurs en MES au cours de l'année hydrologique.

Plus à l'aval sur le **Rio Negro**, la station de **Serrinha** présente un régime saisonnier souligné par un pic sédimentaire marqué en septembre, ainsi que le second pic de janvier (Figure 7.05). La relation $QS = f(Q)$ montre une grande dispersion des points pour les forts débits, ie des concentrations en MES moins stables au cours de l'année.

Le Rio Madeira a été étudié sur deux stations clés. La première station : **Porto Velho**, est située à l'aval de la frontière Bolivie - Brésil, et reçoit les apports andins de Bolivie (rios Beni et Mamoré). Le régime saisonnier du flux particulaire est nettement marqué par le régime tropical, avec un maximum de novembre à avril, et un minimum lors des époques d'étiage (Figure 7.06). Le pic observé en juin correspond vraisemblablement à un artefact d'échantillonnage. La relation $QS = f(Q)$ observée présente un comportement caractéristique déjà observé sur d'autres banques de données, ie une relation linéaire positive pour les faibles débits, et une nette dispersion des points dès que ce débit dépasse $15\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. L'évolution des MES moyennes mensuelles en fonction du débit présente un hystérésis de grande amplitude à rotation horaire, en forme de « lasso ».

A environ 600 km à l'aval de Porto Velho sur le **Rio Madeira**, la station de **Fazenda Vista Alegre** est le dernier contrôle hydrologique avant l'embouchure dans l'Amazonie. Le régime saisonnier du flux sédimentaire (Figure 7.07) est marqué par le régime hydrologique tropical, avec un maximum de décembre à mai, et des valeurs très faibles lors des basses eaux. A noter que cette période d'étiage sédimentaire est de pratiquement 6 mois à Fazenda Vista Alegre, alors qu'elle ne dépasse pas 3 mois à la station amont de Porto Velho. Le comportement de la relation $QS = f(Q)$ est très proche de celui observé à Porto Velho et traduit un système à deux vitesses : une bonne corrélation positive pour les bas et moyens débits, puis une grande dispersion des points en crue, à partir de $25\,000\text{ m}^3\cdot\text{s}^{-1}$. Cette spécificité n'est pas observée sur le Rio Solimões, ni à Itapéua, ni à Manacapuru, est semble être une caractéristique du bassin tropical austral du Rio Madeira. L'évolution des MES moyennes mensuelles est pratiquement identique à celle de Porto Velho, avec un fort hystérésis à rotation horaire.

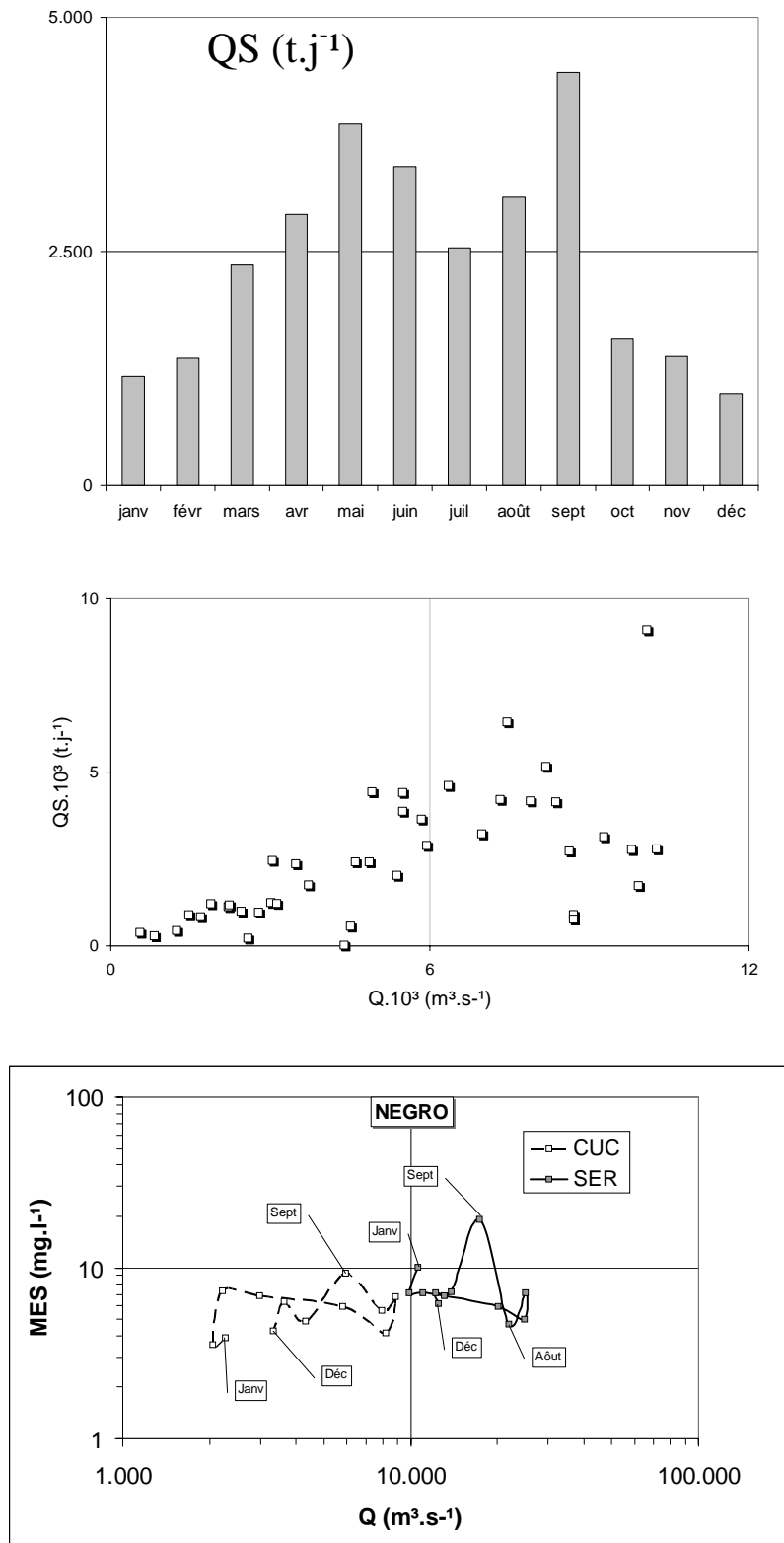


Figure 7.04 : *QS moy. mens., QS = f(Q), MES moy. mens. = f(Q)*
Rio Negro à Cucuí (données ANA)

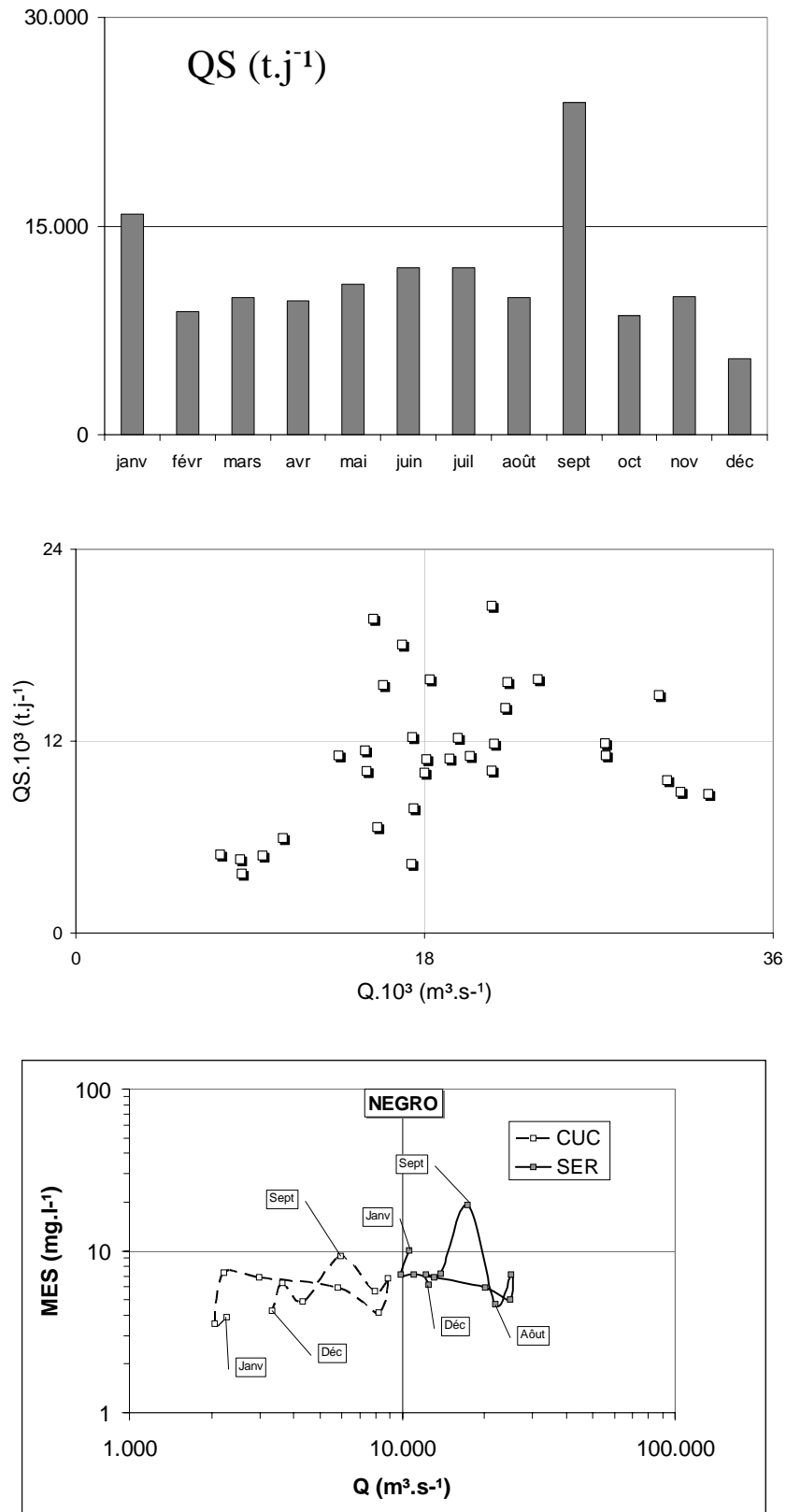


Figure 7.05 : QS moy. mens., $QS = f(Q)$, MES moy. mens. = $f(Q)$
 Rio Negro à Serrinha (données ANA)

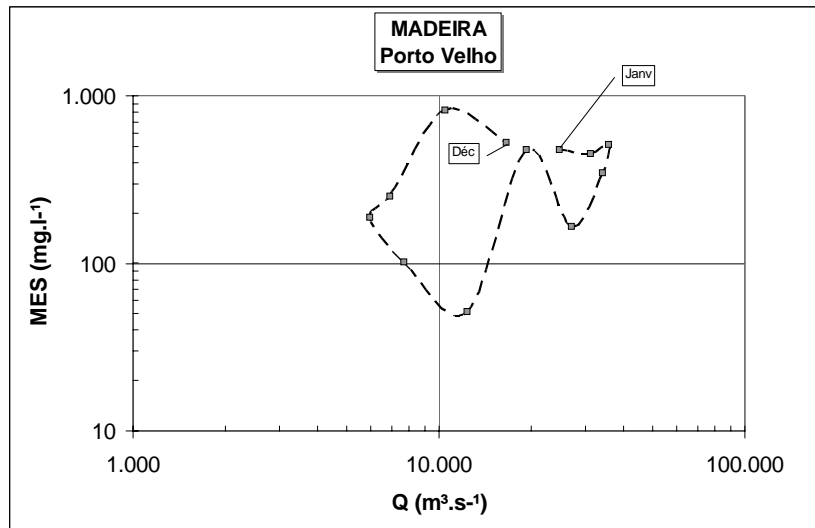
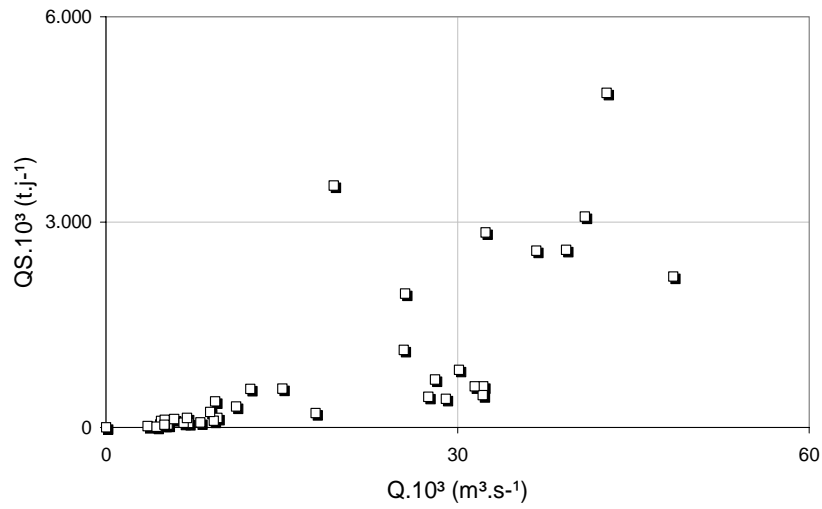
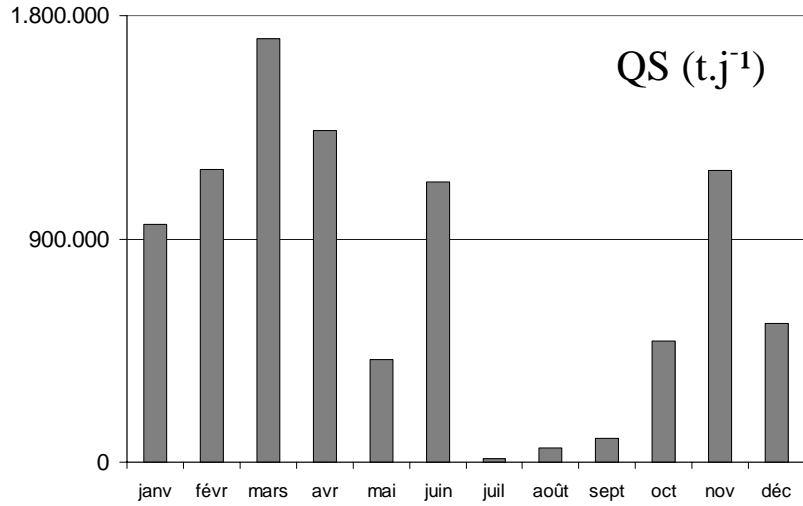


Figure 7.06 : QS moy. mens., $QS = f(Q)$, MES moy. mens. = $f(Q)$
Rio Madeira à Porto Velho (données ANA)

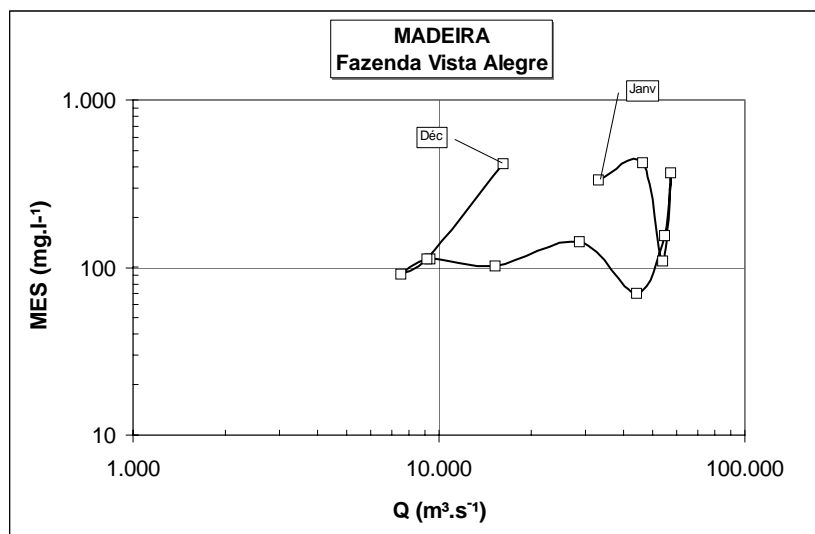
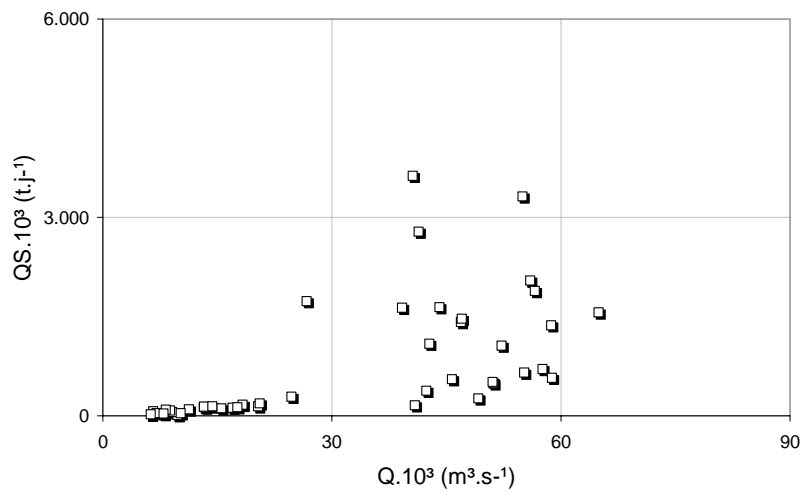
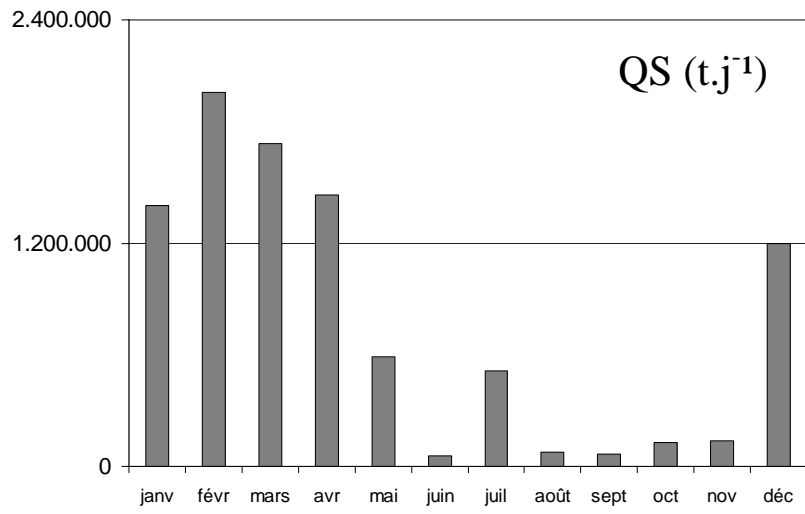


Figure 7.07 : QS moy. mens., $QS = f(Q)$, MES moy. mens. = $f(Q)$
Rio Madeira à Fazenda Vista Alegre (données ANA)

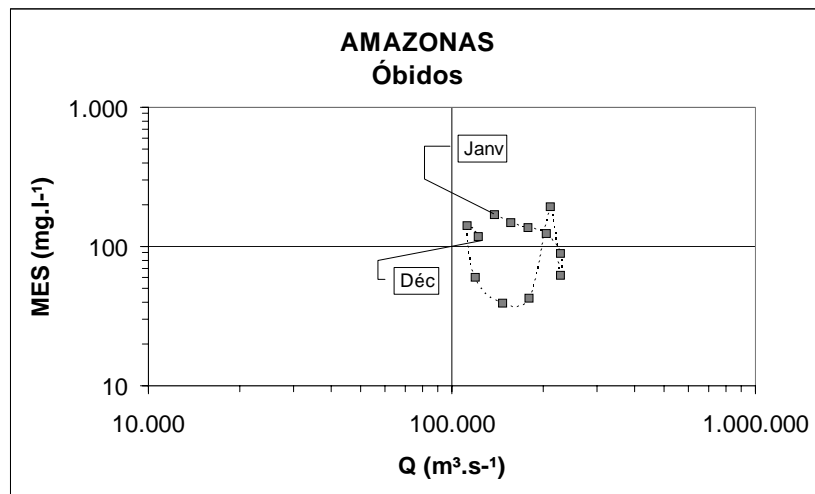
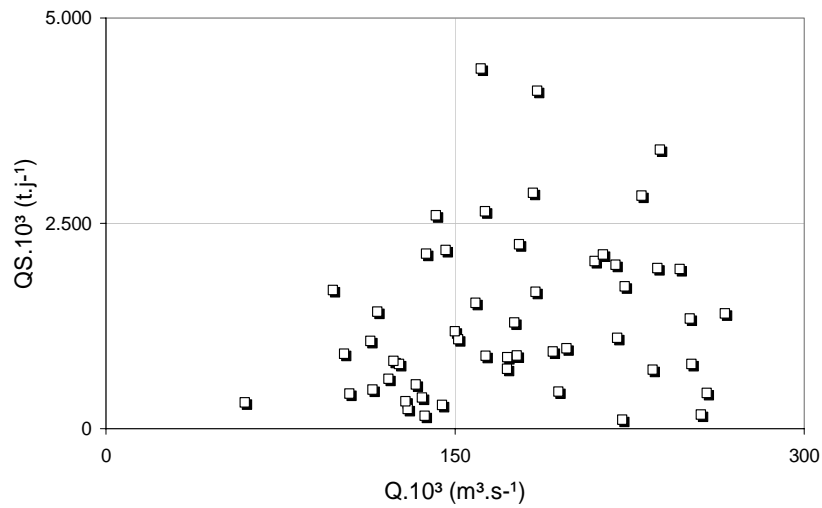
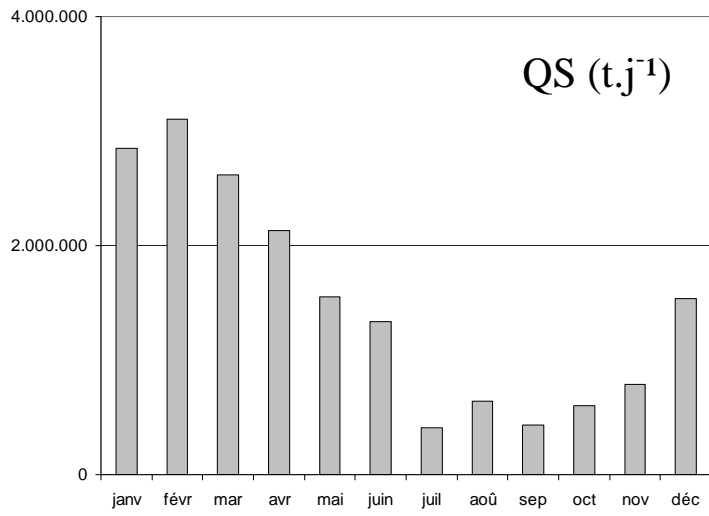


Figure 7.08 : QS moy. mens., $QS = f(Q)$, MES moy. mens. = $f(Q)$
Rio Amazonas à Óbidos (données ANA)

A la station clé de **Óbidos sur le Rio Amazonas**, le régime saisonnier du transport solide montre un maximum sédimentaire de décembre à mai, ie avant le maximum hydrologique (Figure 7.08). Il s'agit d'une combinaison des apports observés sur les rios Solimões et Madeira, avec un régime voisin de celui du Rio Madeira, mais avec des flux beaucoup plus importants. Enfin, un étiage sédimentaire est observé de juillet à novembre. La relation $QS = f(Q)$ sans organisation apparente, présente une grande dispersion des points observés. Cette dispersion invalide les modèles simples de calcul du flux solide par le seul débit liquide, comme certains auteurs l'ont proposé. Les MES moyennes mensuelles présentent une relation avec le débit en forme de « lasso », toujours à rotation horaire. Ce lasso ressemble à celui observé sur le Rio Madeira, mais avec des teneurs en MES plus faibles, du fait de la dilution des apports sédimentaires par les fleuves de la plaine amazonienne.

7.3. REGIME HYDRO-SEDIMENTAIRE A PARTIR DES DONNEES DES RESEAUX NATIONAUX

A partir des données du réseau national brésilien, les régimes hydro-sédimentaires des trois principaux fleuves formateurs de l'Amazone sont ainsi décrits (Figure 7.09). Ces fleuves (rios Solimões, Negro et Madeira) contrôlent ensemble plus de 90% des apports liquides de l'Amazone à l'Océan Atlantique. Pour les débits, le pic de crue est d'abord observé sur le Rio Madeira à Fazenda Vista Alegre (en février), puis sur le Rio Solimões à Manacapuru (en juin - juillet) et enfin à Óbidos (de mai à juin), comme indiqué par Molinier et al. (1995). Le déphasage surprenant observé entre Manacapuru et Óbidos (maximum arrivant plus tôt pour une station plus à l'aval), s'explique par les apports du Rio Madeira, à l'aval de Manacapuru et de la confluence du Rio Negro (Manaus). Le décalage du maximum hydrologique du Rio Madeira, malgré un débit ne représentant que 25% celui de l'Amazone, est suffisant pour influencer le pic de crue à Óbidos. Le débit observé à Óbidos est supérieur à la somme des débits des rios Solimões et Madeira, du fait de la non prise en compte du Rio Negro.

Les données issues du réseau brésilien permettent également de comparer les flux sédimentaires respectifs de ces stations. A Fazenda Vista Alegre et à Óbidos, le pic sédimentaire précède le maximum hydrologique, mais cela n'apparaît pas clairement à Manacapuru qui présente un flux particulière assez stable au cours de l'année (Figure 7.10). La comparaison entre le flux calculé (somme des apports des rios Solimões et Madeira, MAN+FVA) et celui observé à Óbidos, souligne un déficit sédimentaire de avril à décembre,

traduisant des phénomènes de stockage dans les zones humides. Par ailleurs, de juillet à septembre, le flux sédimentaire de Manacapuru seul dépasse celui observé à Óbidos, puis ils sont pratiquement identiques d'octobre à novembre.

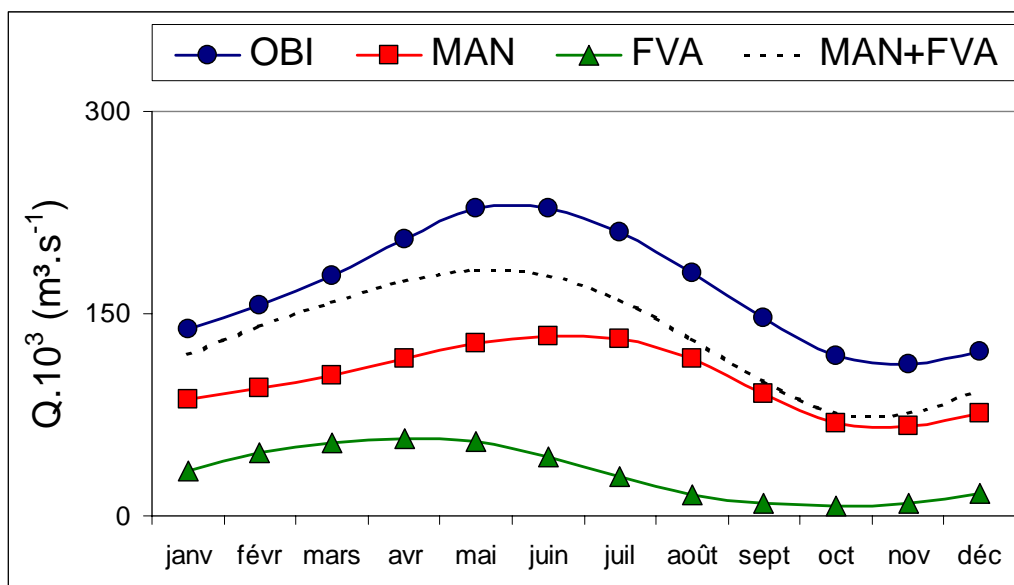


Figure 7.09 : Régime hydrologique, moyennes mensuelles
d'après les données de l'ANA Brésil [OBI = Rio Amazonas à Óbidos,
MAN = Rio Solimões à Manacapuru, FVA = Rio Madeira à Fazenda Vista Alegre]

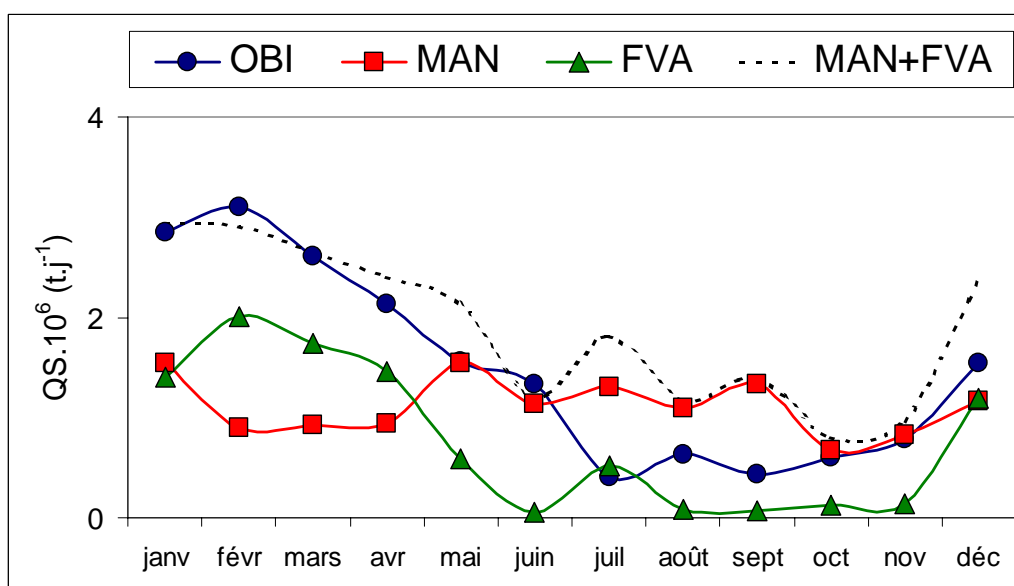
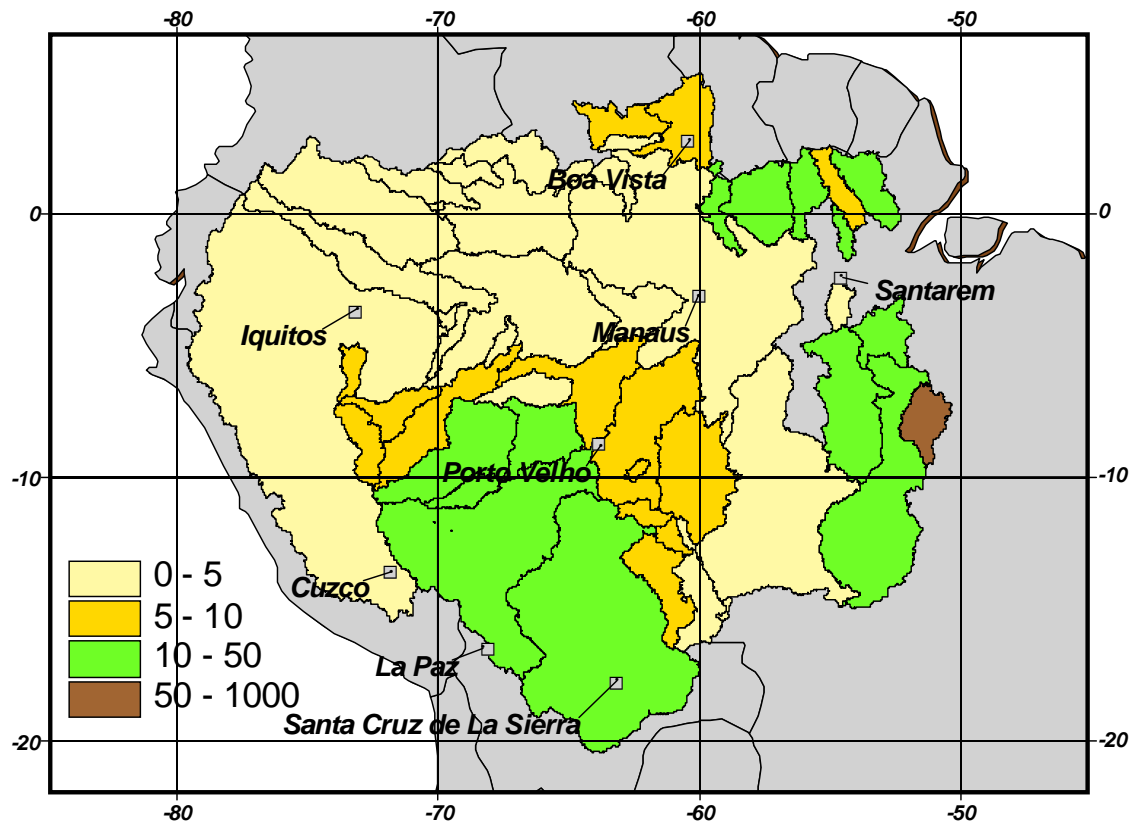


Figure 7.10 : Régime du flux sédimentaire, moyennes mensuelles
d'après les données de l'ANA Brésil [OBI = Rio Amazonas à Óbidos,
MAN = Rio Solimões à Manacapuru, FVA = Rio Madeira à Fazenda Vista Alegre]

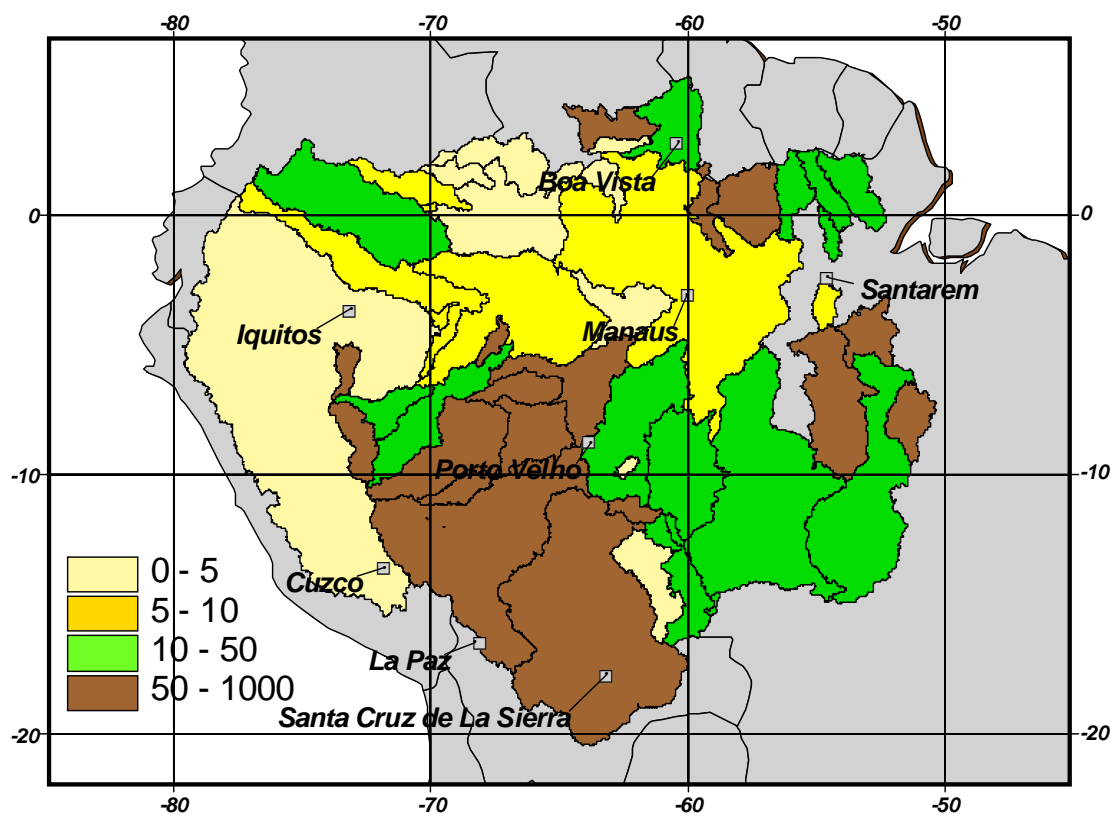
A partir des données obtenues sur le réseau hydrométrique brésilien, la variabilité intra-annuelle (saisonnière) des débits comme des flux sédimentaires a été explorée. Le rapport simple Q_{max}/Q_{min} proposé par Molinier et al. (1996) a été utilisé tant pour les débits liquide (Q) que solide (QS). Les résultats obtenus ont été appliqués à l'ensemble du bassin versant de la station, et représentés de manière cartographique (Figures 7.11 et 7.12).

Pour les débits, la partie centrale du bassin localisée en zone équatoriale, présente une stabilité remarquable, avec des valeurs de Q_{max}/Q_{min} inférieures à 5. La partie sud-ouest du bassin, incluant le bassin du Rio Madeira, s'individualise par une plus forte irrégularité, qui peut dépasser 10 dans le haut bassin andin du Rio Madeira. Les mêmes observations peuvent être faites sur les tributaires de rive gauche de l'Amazone issus du bouclier guyanais. En fait, cette plus forte irrégularité au nord comme au sud du bassin correspond au domaine climatique tropical, alors que la région équatoriale est plus stable, comme Molinier et al. (1996) l'ont déjà observé.



*Figure 7.11 : Distribution géographique du rapport Q_{max}/Q_{min}
Débits moyens mensuels extrêmes (données ANA)*

Pour les débits solides (Figure 7.12), la variabilité intra-annuelle apparaît être plus importante que celle des débits, mais la distribution géographique de l'index Q_{Smax}/Q_{Smin} reste identique. La plus forte irrégularité est observée au nord comme au sud du bassin (rios Madeira et Purus), qui sont en fait les zones de relief où se produit l'érosion. La région la plus stable correspond à l'Amazonie centrale. Le comportement du Rio Solimões à son entrée au Brésil est assez surprenant, compte tenu de son origine andine et des grandes quantités de sédiment transportés. En effet, ce cours d'eau apparaît être plus stable que les rios Tapajós ou Xingu, issus du bouclier brésilien et présentant un flux particulaire très faible.



*Figure 7.12 : Distribution géographique du rapport Q_{smax}/Q_{smin}
Débits solides moyens mensuels extrêmes*

En spatialisant les flux sédimentaires mensuels obtenus sur le réseau brésilien, à partir des limites de bassins extraites du modèle numérique de terrain - MNT (Seyler F. et al., sous presse), un schéma temporel du transfert dans le bassin peut être proposé (Figure 7.13). Les apports andins s'effectuent au cours du premier semestre, principalement de février à juin, au niveau des têtes de bassin des rios Solimões et Madeira. Le Rio Purus, qui draine le bassin d'avant-pays, semble suivre la même tendance, mais avec une intensité moindre que celles des cours d'eau andins. Les fleuves issus des boucliers (rios Negro et Tapajós) présentent des flux sédimentaires faibles et assez stable au cours de l'année.

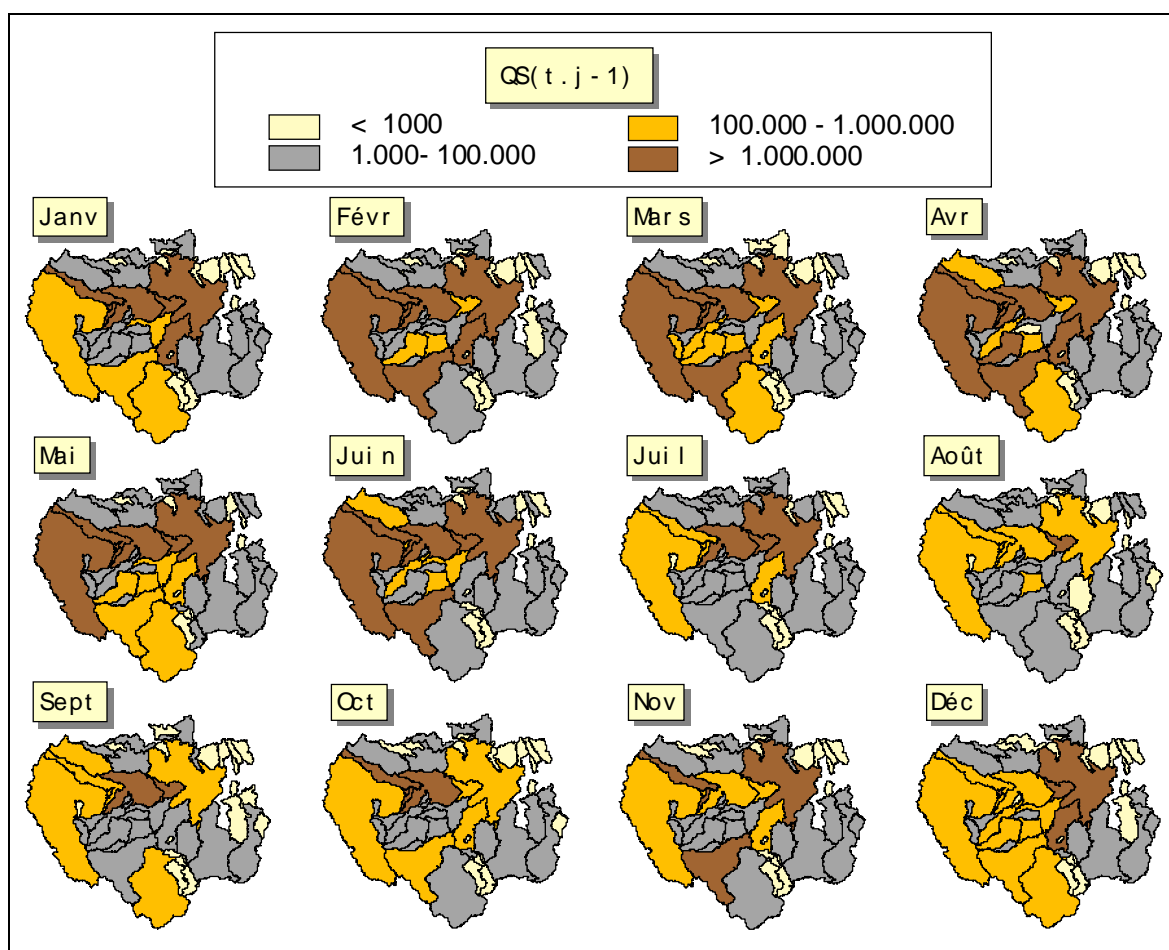


Figure 7.13 : Représentation géographique de la variabilité spatiale du flux sédimentaire dans le bassin de l'Amazonie, des Andes à la station de Óbidos.

[Chaque sous bassin est contrôlé par une station hydro-sédimentaire de l'ANA, et la valeur observée à la station est appliquée à l'ensemble du bassin drainé].

Dissolved solids and suspended sediment yields in the Rio Madeira basin, from the Bolivian Andes to the Amazon

JEAN LOUP GUYOT

ORSTOM, CP 09747, CEP 70001-970, Brasília DF, Brazil

NAZIANO FILIZOLA

DNAEE-CGRH, SGAN 603, CEP 70830-030, Brasília DF, Brazil

JORGE QUINTANILLA

IIQ-UMSA, CP 303, La Paz, Bolivia

JOSE CORTEZ

SENAMHI, CP 10993, La Paz, Bolivia

Abstract The Rio Madeira is the main southern tributary of the Rio Amazonas, and the second Andean tributary of the Amazon drainage basin. Using Bolivian data from the PHICAB programme and Brazilian data from the DNAEE sediment measurement network, downstream trends in the dissolved solids and suspended sediment yields, from the Andes to the Rio Amazonas, have been investigated. The dissolved solids load (36×10^6 t year⁻¹ at Villabella on the Bolivia-Brazil frontier) increases progressively from upstream to downstream, in line with the discharge. Sediment loads decrease from the piedmont to Villabella ($250\text{--}300 \times 10^6$ t year⁻¹) because substantial deposition occurs on the flood plain. The significant differences observed in Brazil are probably linked with the sediment load sampling technique and calculation method.

INTRODUCTION

With a basin covering over 6 million km² and a mean discharge of 209 000 m³ s⁻¹ (Molinier *et al.*, 1994), the Amazon is the largest river on Earth. The Amazon's yield to the Atlantic Ocean is estimated at 270×10^6 t year⁻¹ for dissolved matter (Martinelli *et al.*, 1989) and from 1100 to 1300×10^6 t year⁻¹ for suspended sediment (Meade *et al.*, 1985; Richey *et al.*, 1986; Meade, 1994).

Beginning its course in the eastern Andean Range in Peru and Bolivia, the Rio Madeira drains a basin of 1.4×10^6 km² and has a mean discharge of 31 200 m³ s⁻¹ (Molinier *et al.*, 1993). The pioneering work of Gibbs (1967) reported dissolved solids and suspended sediment yields of 59×10^6 t year⁻¹ and 217×10^6 t year⁻¹, respectively, at the mouth of the Rio Madeira on the Amazon. Subsequent work from the ALPHA-HELIX, and the later CAMREX studies in the Brazilian Amazon region, showed that Gibbs' results greatly underestimated the suspended sediment load. The yield of the Rio Madeira to the Amazon has more recently been estimated at $37\text{--}45 \times 10^6$ t year⁻¹ for dissolved matter and 550×10^6 t year⁻¹ for suspended sediment (Ferreira *et al.*, 1988;

Martinelli *et al.*, 1989; 1993). In Bolivia, the results obtained by the Climatological and Hydrological Programme of the Bolivian Amazon basin (PHICAB) for the upper Rio Madeira basin at Villabella, from 1983 to 1990, show that the Rio Madeira transports a dissolved load of $35\text{--}40 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$ and a suspended sediment yield of $223 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$ (Roche & Fernandez, 1988; Guyot, 1993).

The dissolved solids results are consistent in all studies, but the same is not true for suspended sediment: the sediment load observed downstream (near the confluence with the Amazon) is twice that observed at Villabella. In order to address this apparent discrepancy, a critical study of the PHICAB data was carried out by updating the information from Bolivia (gauging station rating curves, 1990 data) and using DNAEE data for the Brazilian basin of the Rio Madeira.

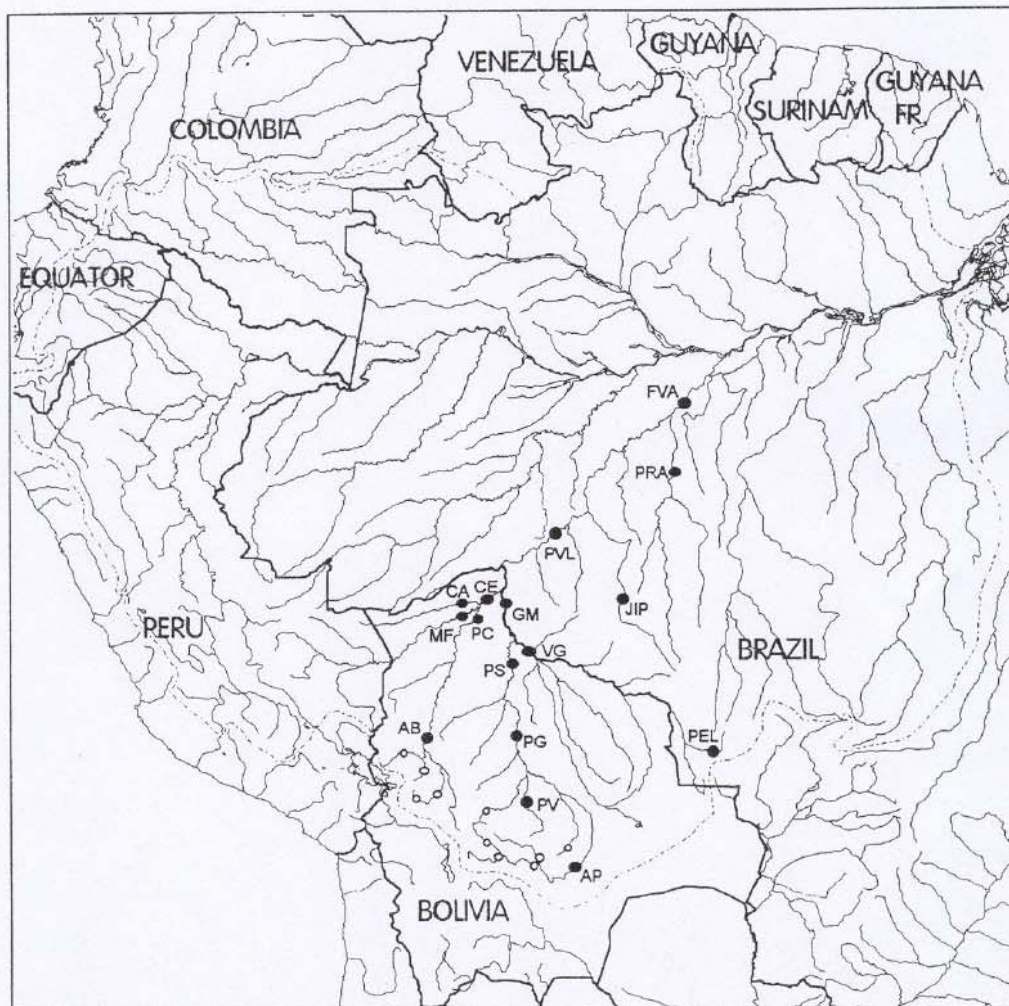


Fig. 1 The Amazon drainage basin (● PHICAB gauging stations in Bolivia, DNAEE sediment stations in Brazil; ○ some sediment stations in the Bolivian Andes).

THE RIO MADEIRA DRAINAGE BASIN

The Rio Madeira Basin extends over three countries (Bolivia, Brazil and Peru). It represents 23% of the overall Amazon basin, and 29% of the Amazon basin at Óbidos, and drains 35% of the Andean range within the Amazon basin (Fig. 1). The three large morpho-structural units observed in the Amazon region are present, but the Brazilian shield divides the Amazon plain into two different parts: the upstream plain and the downstream plain. While the downstream plain is an integral part of the vast Amazon lowlands, the upstream plain is isolated by the Precambrian outcrops of the Brazilian basal complex that act as a hydraulic threshold for the Andean tributaries of the Rio Madeira. One of the consequences is the existence of vast flooded areas at altitudes under 100 m, upstream from this threshold. From Guayaramerin (GM, Rio Mamore) or Cachuela Esperanza (CE, Rio Beni) to Porto Velho (PVL), the Rio Madeira crosses the Brazilian shield for a distance of more than 350 km, where it shoots over a dozen rapids (Cachuelas or Cachoeiras) for a 50 m drop.

In the Bolivian Andes, the basins studied present great contrasts. Their characteristics vary from semi-arid zone basins developed on the Quaternary sediments of the Altiplano (Rio La Paz valley) to the tropical forest hyper-humid basins on the Paleozoic rocks of the Cordillera Real. Rainfall varies from 500 to 5000 mm year⁻¹ depending on the basin. In the lowlands, the rainfall distribution is more regular, and the mean annual rainfall values are 1800 mm in Bolivia (Roche *et al.*, 1992) and 1950 mm on the Brazilian side (DNAEE-ORSTOM, 1994).

Over the area that makes up the Rio Madeira basin at Villabella, the southern tropical rainfall regime prevails. It is characterized by a marked alternation of cold-weather drought periods and excess rainfall during the hot season. In the Andes and its foothills, the multiple-flood hydrographs come together downstream to form a large annual tropical flood, preceded or followed by small, well differentiated floods. The annual flood is much more regular and flattened on the Rio Mamore and Rio Itenez, because of the longer course and, particularly, the size of the extensive flood plain areas of the two basins (Bourges *et al.*, 1993).

SUSPENDED SEDIMENT YIELD

The data assembled for the 41 constituent basins (Table 1) were derived from several hydrometric networks, relate to various periods, and are based on different sampling methods. Thus, the comparison of such data is a delicate matter. The data for the Andean basins in Bolivia come from the ENDE, SENAMHI and SEARPI networks. They are based on sampling at several verticals in the measuring section, carried out using different integrating samplers according to the size of the rivers. The samples from the Rio Achumani basin (small, high-altitude Andean streams) were taken from the surface in the middle of the section, but also included some measurements of bottom transport. The sampling executed by the PHICAB programme was based on daily turbidity measurements and 10-day TSS determinations by surface sampling carried out by observers recruited for that purpose. The values obtained were corrected by means of a ($[TSS]_{section} = f([TSS]_{surface})$) relationship. After having examined the distribution of

Table 1 Suspended sediment (TSS) and dissolved solids (TDS) load results in the Rio Madeira drainage basin (Bolivia-Brazil).

Code	River	Altitude (m)	Area (km ²)	Period	Organization	Discharge (m ³ s ⁻¹)	Number of samples	TSS (mg l ⁻¹)	Q _S (× 10 ³ t (t km ⁻² year ⁻¹))	T _S	Number of samples	TDS Conductivity (mg l ⁻¹)	Q _D (× 10 ³ t (t km ⁻² year ⁻¹))	T _D
AQM	Mapiari at Angosto Quercano	500	9400	75-79	SENAMHI	420	351	2960	36800	3920				
SRM	Coroico at Santa Rita	440	4700	76-77	SENAMHI	260	49	870	7100	1510				
ACM	Acero Marca at Unduavi	2960	61	87-88	ORSTOM	2.8	36	11	1	16	36	39	3.4	22
UNV	Unduavi at Unduavi	2940	66	87-88	ORSTOM	3.0	38	21	2	30	38	33	3.1	21
SIR	Unduavi at Sirupaya	1640	270	80-86	SENAMHI/ENDE	12	194	5990	2120	7850				
TAM	Tamampaya at Puenie Villa	1185	950	75-85	SENAMHI/PHICAB	52	320	1270	2480	2610	8	986	64	35
VBA	Tamampaya at Villa Barrientos	1050	1900	75-84	SENAMHI	67	554	18460	61	3590	9	807	0.3	12
HUL	Huayllani at Achumani	3620	17	88-92	HAM/PHICAB	0.11	130	22490	140	3680				
ACH	Achumani at Achumani	3580	38	90-92	HAM/PHICAB	0.19	39	20300	6400	7900	39	920	290	270
LUR	Luribay at Luribay	2550	810	87-88	ORSTOM	10	36	8400	790	3300	36	420	40	90
POR	Porvenir at Porvenir	2500	240	87-88	ORSTOM	3	332	36340	118600	18250				
CAJ	La Paz at Cajetillas	760	6500	73-75	SENAMHI	99	157	4800	115200	3850	60	1077	83	5210
AIN	Alto Beni at Angosto Inicua	400	29900	75-83	SENAMHI	840	456	541	211700	3140	60	1077	83	5210
AB	Beni at Angosto del Bala	280	67500	69-90	SENAMHI/PHICAB	1990	91	1260	121600	1020	48	916	84	8150
PC	Beni at Portachuelo	130	119000	83-90	PHICAB	3070	226	1085	70900	570	71	1850	66	10900
MF	Madre de Dios at Miraflores	130	124200	83-90	PHICAB	5210	112	483	120	1770	55	35	1062	57
CA	Orthon at Caracoles	125	32300	83-90	PHICAB	470	174	1043	190600	680	63	1937	71	19700
CE	Beni at Cachuela Esperanza	120	282500	83-90	PHICAB	8810	1000	1430	670	3340				
LOC	Santa Isabel at Locoral	1700	200	71-75	ENDE	15	970	15450	10700	66600				
PJA	Esperitu Santos at Palmar	600	160	71-74	ENDE	22	745	370	8710	1150	83	1211	52	1220
PV	Ichilo at Puerto Villarroel	170	7600	83-90	PHICAB	750	857	4530	600	1250				
BER	Bermejo at Bermejo	900	480	77-83	SEARPI	4.2	2220	9360	2950	2080				
ANG	Piray at Angosura	650	1420	76-85	SEARPI	10	3027	5600	1340	840				
TAR	Piray at Taruma	600	1590	76-83	SEARPI	7.6	2264	1880	30	460				
ELV	Elvira at Elvira	650	64	77-83	SEARPI	0.5	2162	5070	420	2070				
EPS	Espejos at Espejos	550	203	77-83	SEARPI	2.6	1684	5560	2280	790				
LBE	Piray at La Belgica	350	2880	77-82	SEARPI	13	1319	1690	1070	260				
PEI	Piray at Puenie Eisenhower	280	4160	77-82	SEARPI	20	580	51390	106300	11560				
AMO	Cane at Angosto Molineros	1850	9200	71-74	SENAMHI	66	282	6680	23600	2110				
HUR	Chayanta at Huayrapata	1600	11200	76-82	SENAMHI	112	868	33840	135700	5730				
ARC	Grande at Puente Arce	1500	23700	69-74	SENAMHI	127	938	25680	203400	6520				
PNA	Grande at Puesto Nava	950	31200	71-75	SENAMHI	250	897	11970	26300	2440				
MIZ	Mizque at Puesto Nava	950	10800	71-75	SENAMHI	70	557	2020	2080	480				
PAZ	Azero at Puenie Azero	1080	4360	75-82	SENAMHI	33	851	12910	138200	2310	58	1549	458	4830
AP	Grande at Abapo	450	59800	76-90	SENAMHI/PHICAB	330	642	6770	19400	2590				
SAN	Parapeti at San Antonio	550	7500	76-83	SENAMHI	91	120	643	63600	400	72	1059	95	8940
PG	Mamore at Puerto Varador	140	159100	83-90	PHICAB	2970	148	883	47100	220	101	1141	87	13900
PS	Mamore at Puerto Siles	130	216200	83-90	PHICAB	5080	30	23	39	16				
PEL	Guapore at Pontes e Lacertia	300	2500	79-93	DNAEE	54	696	23	1700	5	54	1357	37	2740
VG	Itevez at Vuelta Grande	130	354300	83-90	PHICAB	2220	241	1236	66200	110	54	2103	69	16500
GM	Mamore at Guayaramerin	120	599400	83-90	PHICAB	7350	219	500	256800	290				
VB	Madeira at Villabella (CE+GM)	115	881900	83-90	PHICAB	16360	23	483	306100	320				
PVL	Madeira at Porto Velho		954300	78-93	DNAEE	20100	33	55	1190	36				
JIP	Jiparana at Jiparana		33000	81-93	DNAEE	690	29	27	2930	27				
PRA	Aripuana at Prainha		108600	84-94	DNAEE	3460	35	181	150800	110				
FVA	Madeira at Fazenda Vista Alegre		1324700	84-94	DNAEE	26400								

the TSS contents in the section on the basis of 61 gaugings undertaken from 1986 to 1988, this equation became $[TSS]_{section} = 1.10 * [TSS]_{surface}$. The data from the Brazilian basin (DNAEE network) comprise the samples collected by Brazilian companies (CPRM and/or HIDROLOGIA/SA) using integrating USD-49 samplers.

For the Bolivian rivers, the suspended sediment yield (QS) was calculated as follows:

(a) (for month i)

$$QS_{mi} = 1/k * \Sigma Q_j * [TSS]_j$$

where k = number of daily measurements (j) in month i ;

(b)
$$QS_{monthly} = 1/n * \Sigma QS_{mi}$$

where n = number of years with QS_{mi} values; and

(c)
$$QS_{mean} = 1/12 * \Sigma QS_{monthly}$$

This simple method was applied to the Brazilian set of data (Bordas *et al.*, 1988) using the data from the DNAEE stations with enough samples. It is better than the $QS = f(Q)$ curves because of the strong scatter of the points in this relationship (Fig. 2). Nevertheless, use of such rating curves was necessary in order to calculate the sediment loads for the DNAEE stations on the Rio Madeira in Brazil (PVL, JIP, PRA, FVA), taking into account the small number (<40) of samples (Fig. 3). This method was also used by Martinelli *et al.* (1993) with the CAMREX data. In the case of the PHICAB network stations in Bolivia, the turbidity data enabled researchers to extend the TSS observations after having established the relationship $[TSS] = f(Turbidity)$ for each hydrometric station. The TSS concentration indicated in Table 1 corresponds to a mean value weighted by the discharge: $[TSS] = QS/Q$.

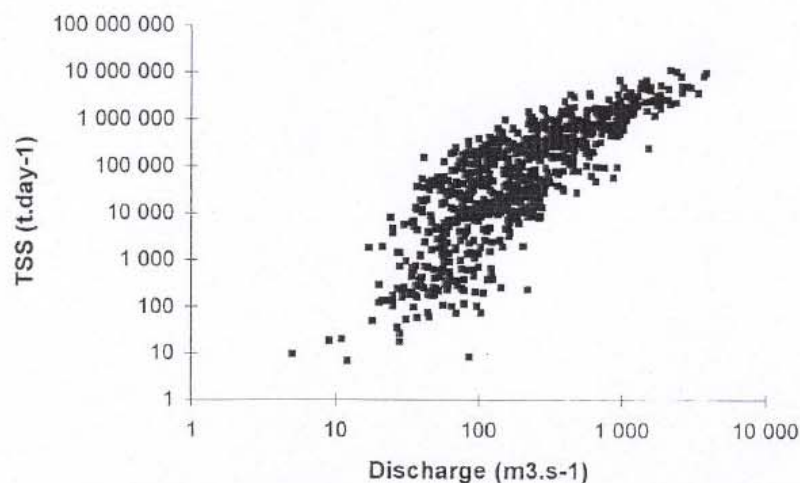


Fig. 2 The relationship between suspended sediment load and discharge for the Rio Grande at Abapo, Bolivia.

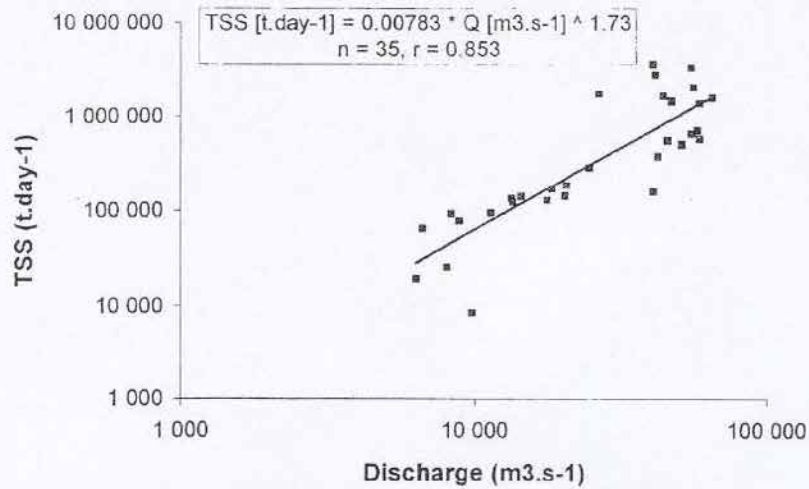


Fig. 3 Use of the relationship $QS = f(Q)$ to calculate sediment yield in Brazil (Rio Madeira at Vista Alegre, Brazil).

The results for the 41 stations in the basin are shown in Table 1. The results are provisional for the Brazilian part of the basin, since the DNAEE database is being restructured and some information has not yet been compiled (Filizola & Guyot, 1994). The data for the Andean basins in Bolivia may differ from those of earlier publications, because the rating curves for those streams were recently reviewed. The data from the PHICAB network in the Amazonian plain have been updated (addition of 1990 data) and the discharges corrected. In the Bolivian Andes, the suspended sediment yields (T_s) vary considerably from one basin to another, from less than $50 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$ in the high altitude basins of the Real Cordillera (ACM, UNV) to $50\,000 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$ in the hyper-humid region of Chapare (PPA). Such variability is linked to the bio-geographical characteristics of these mountainous basins. Despite the variations in observation period and methodology, the results are consistent throughout the basin (from upstream to downstream). Comparison of the SENAMHI (1969-1982) and PHICAB (1983-1990) data for the two Andean foothill stations shows similar results for Abapo, while for Angosto del Bala the PHICAB values are clearly lower. The sampling technique, or the reliability of the observer, may account for this difference. There is evidence of sedimentation along the valleys, as well as on the Rio Grande between PNA and AP (Guyot *et al.*, 1994). The total TSS flow exported by the Andean basins in Bolivia has been estimated at $500\text{-}600 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$, which corresponds to a mean sediment yield for the Andean chain close to $3200 \text{ t km}^2 \text{ year}^{-1}$. During the crossing of the Amazon lowlands in Bolivia (Llanos) suspended sediment yields tend to progressively decrease (43% in the Rio Beni between AB and PC, 54% in the Rio Mamore between AP and PG), reflecting substantial sedimentation on the flood plain (Guyot *et al.*, 1988). In the Llanos, the data on the contribution of the various tributaries are consistent with the downstream observations ($PC + MF + CA \approx CE$, $PG + VG \approx GM$). Nevertheless, an anomalous situation was observed on the Rio Mamore between PG and PS. The data for the Rio Orthon at CA provide an estimate of the sediment yield ($55 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$) that reflect the Tertiary sedimentary series in the Amazon plain. For the Brazilian shield, such rates vary from 16 to $36 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$ depending on the station (PEL, JIP, PRA), and are

similar to earlier observations (Bordas *et al.*, 1988; Mortatti *et al.*, 1989, 1992). The very low value measured at the outlet (VG) of the Rio Itenez-Guapore ($5 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$) reflects major depositional losses of the material exported from the shield throughout the course of the main river. This phenomenon is clearly visible along the lower courses of the Negro, Tapajós and Xingu rivers in the Brazilian Amazon (Sioli, 1984). According to the PHICAB data, the suspended sediment yield for the Rio Madeira at Villabella (VB = CE + GM) is about $250\text{-}300 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$. This value is consistent with the observation made slightly downstream at Porto Velho (PVL, DNAEE), although they involve different periods, sampling techniques and methods of calculation. Close to the confluence with the Amazon, the suspended sediment load of the Rio Madeira at FVA is estimated to be half that value. This raises the question as to whether this difference is due to sedimentation phenomena in the lower course of the Rio Madeira, or whether it simply reflects estimation errors associated with the small number of samples. Finally, the results obtained for the Brazilian side using DNAEE data are significantly lower than those published by CAMREX (Ferreira *et al.*, 1988; Martinelli *et al.*, 1993). The reason for this discrepancy is uncertain. It could reflect differences in the techniques used for sampling or calculating the sediment discharge.

DISSOLVED SOLIDS YIELD

In the case of dissolved solids yield, data are only available for six Andean stations in Bolivia (ACM, UNV, TAM, HUL, LUR, POR) and 11 stations in the PHICAB network on the Amazon plain (Table 1). All samples were taken from the surface, since the distribution of dissolved material in the measurement section was very homogeneous.

The calculation of the dissolved solids yields was carried out following the same methodology used for suspended sediment (see previous section). The relationship $Salinity = f(Conductivity)$ was established for each of the 11 stations on the Amazon plain, and the resulting formula was used for the calculation of the dissolved loads. The concentration of dissolved matter (TDS) indicated in Table 1 corresponds to the mean value weighted by the discharge: $[TDS] = QD/Q$. The dissolved solids yield (Td), or "chemical erosion", has been calculated taking into account atmospheric contributions.

The results presented in Table 1 again differ from those in earlier publications because of changes in the discharge data and also the fact that the TDS concentration corresponds to the discharge-weighted mean. In the Bolivian Andes, the dissolved solids yield (Td) documented in the Alto-Beni basin varies from 12 to $270 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$ (HUL, LUR) as a function of the lithology of the basins. The two main Andean streams, the Rio Alto-Beni at Angosto del Bala (AB) and the Rio Grande at Abapo (AP) export the same amount of TDS ($5 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$) from the Andes, but the concentrations are much higher in the Rio Grande. The lower rainfall observed in this basin is compensated by the higher solubility of the rocks. The TDS load exported from the Bolivian Andes was estimated at $14 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$ using the results from these two stations (AB and AP), which drain 74% of the Andean area of the basin. After correction for the atmospheric contribution, this dissolved load corresponds to a mean dissolved solids yield (Td) of $40 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$, which is 80 times smaller than the suspended sediment yield (Guyot, 1993). The Rio Itenez-Guapore (VG) data suggest that the dissolved solids yield from the Brazilian shield is about $4 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$, which is slightly lower than the results

obtained for the small basins in Rondonia, namely, $10 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$ for the Rio Jiparana and $8 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$ for the Rio Jamari (Mortatti *et al.*, 1992). The results obtained in Bolivia are consistent throughout the length of the basin ($\text{PC} + \text{MF} + \text{CA} \approx \text{CE}$, $\text{PS} + \text{VG} \approx \text{GM}$). The dissolved solids yield calculated for the Rio Madeira at Villabella ($36 \times 10^6 \text{ t year}^{-1}$) is compatible with the observations made in Brazil, close to the confluence of the Rio Madeira with the Amazon (Martinelli *et al.*, 1989).

CONCLUSION

The results obtained from the Bolivian Andes demonstrate the existence of a strong regional heterogeneity as regards the production of both suspended sediment and dissolved load. Along the two main transects (Beni and Mamore rivers), the dissolved load is conservative, with a progressive increase from upstream to downstream, which is linked to the increasing discharge. However, consideration of the same upstream-downstream trend for the suspended sediment load demonstrates the existence of deposition in the downstream part of the Andean valleys, and particularly in the Llanos. While the dissolved loads observed in Bolivia and Brazil are in agreement, the same is not true for the suspended sediment load. The two-fold decrease can easily be explained by the sampling methods and frequency, or by the method of load calculation. A common methodology would allow researchers to compare results and be able to determine the upstream-downstream sediment yield variability.

REFERENCES

- Bordas, M. P., Lanna, A. E. & Semmelmann, F. R. (1988) Evaluation des risques d'érosion et de sédimentation au Brésil à partir de bilans sédimentologiques rudimentaires. In: *Sediment Budgets* (ed. by M. P. Bordas & D. E. Walling) (Proc. Porto Alegre Symp., December 1988), 359-368. IAHS Publ. no. 174.
- Bourges, J., Hoorelbecke, R., Cortez, J. & Carrasco, L. M. (1993) Los regimenes hidrológicos de la cuenca amazónica de Bolivia. In: *Seminario Sobre el PHICAB* (ed. by M. A. Roche, J. Bourges, E. Salas & C. Diaz) (Proc. La Paz Symp., November 1992), 125-134. ORSTOM/SENAMHI/UMSA Publ., La Paz.
- DNAEE-CGRH/ORSTOM (1994) Mapa de disponibilidade hídrica da Bacia Amazônica do Brasil. DNAEE-CGRH Publ., Brasília.
- Ferreira, J. R., Devol, A. H., Martinelli, L. A., Forsberg, B. R., Victoria, R. L., Richey, J. E. & Mortatti, J. (1988) Chemical composition of the Madeira river: seasonal trends and total transport. *Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, Scope/Unep Sonderband 66, 63-75.
- Filizola, N. & Guyot, J. L. (1994) The DNAEE sedimentometric network, Amazon region, Brazil. In: *Sediment Quality Monitoring and Assessment* (ed. by O. E. Natale) (Proc. Buenos Aires Workshop, June 1994), 26-31. GEMS Publ.
- Gibbs, R. J. (1967) The geochemistry of the Amazon River system. Part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Geol. Soc. Am. Bull.* 78, 1203-1232.
- Guyot, J. L. (1993) Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne. Collection Etudes & Thèses, ORSTOM, Paris.
- Guyot, J. L., Bourges, J. & Cortez, J. (1994) Sediment transport in the Rio Grande, an Andean river of the Bolivian Amazon drainage basin. In: *Variability in Stream Erosion and Sediment Transport* (ed. by L. J. Olive, R. J. Loughran & J. A. Kesby) (Proc. Canberra Symp., December 1994), 223-231. IAHS Publ. no. 224.
- Guyot, J. L., Bourges, J., Hoorelbecke, R., Roche, M. A., Calle, H., Cortez, J. & Barragan, M. C. (1988) Exportation de matières en suspension des Andes vers l'Amazonie par le Rio Beni, Bolivie. In: *Sediment Budgets* (ed. by M. P. Bordas & D. E. Walling) (Proc. Porto Alegre Symp., December 1988), 443-451. IAHS Publ. no. 174.
- Martinelli, L. A., Devol, A. H., Forsberg, B. R., Victoria, R. L., Richey, J. E. & Ribeiro, M. N. (1989) Descarga de sólidos dissolvidos totais do Rio Amazonas e seus principais tributários. *Geochim. Brasil.* 3(2), 141-148.
- Martinelli, L. A., Forsberg, B. R., Victoria, R. L., Devol, A. H., Mortatti, J., Ferreira, J. R., Bonassi, J. & De Oliveira, E. (1993) Suspended sediment load in the Madeira river. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg*, Sonderband 74, 41-54.
- Meade, R. H. (1994) Suspended sediments of the modern Amazon and Orinoco rivers. *Quaternary Int.* 21, 29-39.

- Meade, R. H., Dunne, T., Richey, J. E., Santos, U. M. & Salati, E. (1985) Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science* **228**, 488-490.
- Molinier, M., Guyot, J. L., Callède, J., Oliveira, E. de, Guimarães, V., Cudo, K. J. & Aquino, M. de (1993) Hidrologia de la cuenca amazónica brasilera: HIBAM. Primeros resultados sobre la cuenca del Río Madeira. In: *Seminario Sobre el PHICAB* (ed. by M. A. Roche, J. Bourges, E. Salas & C. Diaz) (Proc. La Paz Symp., November 1992), 155-164. ORSTOM/SENAMHI/UMSA Publ., La Paz.
- Molinier, M., Guyot, J. L., Oliveira, E. de, Guimarães, V. & Chaves, A. (1994) Hidrologia da Bacia do Rio Amazonas. *A Água em Revista* **2**(3), 31-36.
- Mortatti, J., Ferreira, J. R., Martinelli, L. A., Victoria, R. L. & Tancredi, A. C. F. (1989) Biogeochemistry of the Madeira river basin. *GeoJournal* **19**(4), 391-397.
- Mortatti, J., Probst, J. L. & Ferreira, J. R. (1992) Hydrological and geochemical characteristics of the Jamari and Jiparana river basins (Rondonia, Brazil). *GeoJournal* **26**(3), 287-296.
- Richey, J. E., Meade, R. H., Salati, E., Devol, A. H., Nordin, C. F. & Dos Santos, U. (1986) Water discharge and suspended sediment concentrations in the Amazon River. *Wat. Resour. Res.* **22**(5), 756-764.
- Roche, M. A., Fernandez, C., Aliaga, A., Peña, J., Salas, E. & Montañón, J. L. (1992) Balance hídrico de Bolivia. PHICAB Publ., La Paz.
- Roche, M. A. & Fernandez, C. (1988) Water resources, salinity and salt yields of the rivers of the Bolivian Amazon. *J. Hydrol.* **101**, 305-331.
- Sioli, H. (1984) The Amazon and its main affluents: hydrography, morphology of the river courses, and river types. In: *The Amazon* (ed. by H. Sioli), 127-165. Junk, Dordrecht.

Commentaires additionnels

Les résultats de cette publication soulignent une bonne concordance entre les données acquises par le programme PHICAB en Bolivie (Guyot, 1993), et celles provenant du réseau de l'Agence Nationale de l'Eau (ANA) du Brésil (Filizola, 1999). Par contre, ces valeurs sont sensiblement différentes de celles publiées par le programme CAMREX au Brésil, notamment pour la station de Fazenda Vista Alegre sur le Rio Madeira (Martinelli et al., 1993). Les résultats de l'exploration de la distribution des MES dans la section (Chapitre 4) ont montré que la méthode d'échantillonnage à un instant donné, influe peu sur les résultats, malgré une tendance à la sur-estimation du flux sédimentaire par un échantillonneur intégrateur (Hicks & Duncan, 1997). Par contre, le nombre de points observés au cours du cycle hydrologique (ie la fréquence d'échantillonnage) peut entraîner de grandes différences dans les résultats, surtout quand le calcul du flux sédimentaire est basé sur l'équation $QS = f(Q)$, comme nous avons pu le constater en comparant les résultats des chapitres 5 et 6 à une même station, mais portant sur un nombre différent d'échantillons.

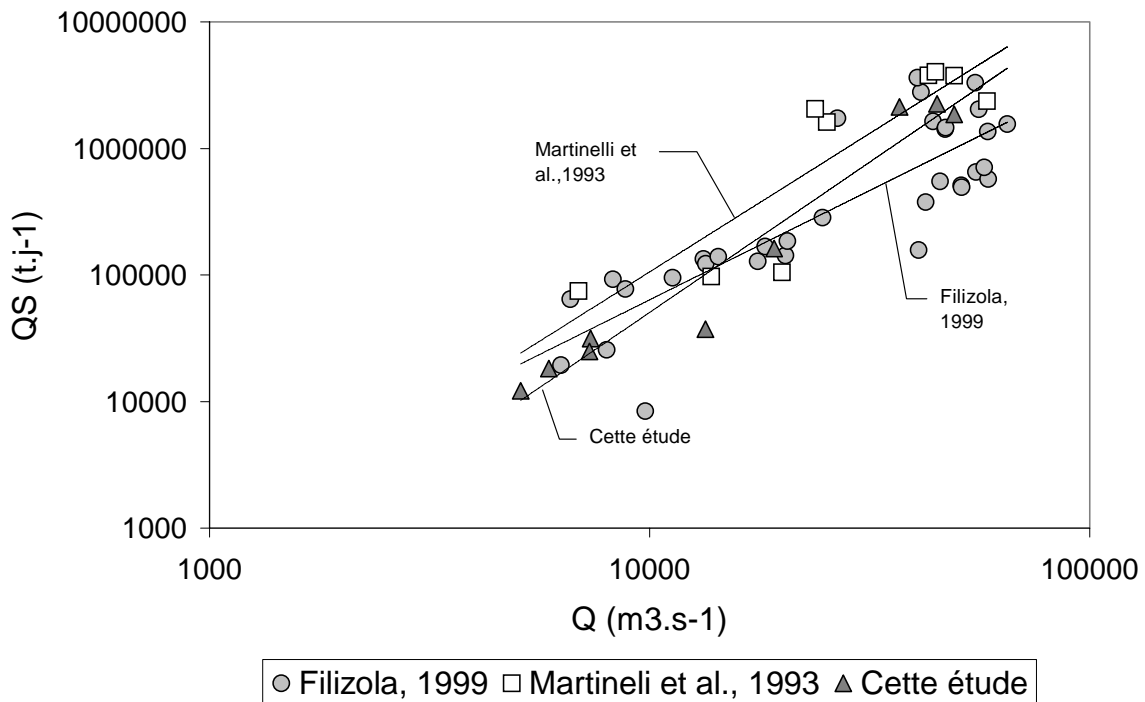


Figure 7.14 : Débit solide vs. Débit, Rio Madeira à Fazenda Vista Alegre

[d'après les données de CAMREX (Martinelli et al., 1993),
de l'ANA (Filizola, 1999), et des campagnes HYBAM]

La figure 7.14 montre que les trois familles de point, ie les trois sources de données, se superposent sur les mêmes gammes de valeur. Par contre, un échantillonnage réduit et concentré sur certaines époques hydrologiques, ne permet pas de mettre en évidence le fort hystérésis observé, et peut laisser supposer que l'ajustement statistique $QS = f(Q)$ est bon. En ne retenant que les données de l'ANA correspondant à la même période que celles présentées par Martinelli et al. (1993), le calcul du flux sédimentaire à cette station de Fazenda Vista Alegre donne une différence d'environ $200 \cdot 10^6 \text{ t.jour}^{-1}$ du fait des pentes différentes des droites de régression.

Ces observations montrent que les échantillons collectés à la même époque hydrologique présentent des valeurs voisines, quelle que soit la méthode d'échantillonnage. La non prise en compte de la variabilité temporelle, ie un échantillonnage réduit dans le temps, peut introduire un biais important dans le calcul du flux sédimentaire total.

7.5. BILAN DES FLUX SEDIMENTAIRES DANS LE BASSIN DE L'AMAZONE AU BRESIL

HYDROLOGICAL PROCESSES

Article accepté pour publication

Suspended sediment Yield in the Amazon basin. An assessment using the Brazilian national data set

Naziano Filizola¹ and Jean Loup Guyot²

¹ *Grantee CAPES, Agência Nacional de Águas-ANA, SPS, Área 5, Qd. 3, Bl. B, CEP 70610-200 Brasília DF, Brazil*

² *Institut de Recherche pour le Développement-IRD, UR 154 LMTG, Casilla 18-1209, Lima 18, Peru*

Abstract:

In this paper, we make use of a Brazilian National data set on suspended sediment data for the Amazon Region containing more than 2500 samples from 60 sites which have been running since the 1970s and are still operated, on an almost quarterly basis. These data are useful for assessing suspended sediment yields in the biggest river basin on earth. We also consider the sampling procedures and the methods used for Total Suspended Sediment (TSS) discharge calculation in the Amazon Region using such data. An analysis of the contributions of the largest Amazon River tributaries to the total sediment load of the Amazon, and the relationship between TSS and water discharge was undertaken. The Brazilian data are very representative of the processes operating in the basin, particularly in the central flood plain and in the Brazilian and Guiana shields. A basic assessment of the data highlights the major Andean TSS contribution (more than $1000 \cdot 10^6 \text{ t}\cdot\text{yr}^{-1}$) and the lower contribution from the shield areas (less than $100 \cdot 10^6 \text{ t}\cdot\text{yr}^{-1}$). Due to the relatively effective spatial distribution of the TSS stations, it was possible to evaluate the shield contributions as represents 7% of the total Amazon River basin suspended sediment yield. A region marked by deposition was identified in the middle of the basin. A sedimentation rate for the "várzeas" in the Amazon River basin lowlands of between 3 to 6 $\text{mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ is proposed.

KEY WORDS Amazon Basin, Brazil, hydrology, suspended sediment yield

INTRODUCTION

The Amazon Basin (Fig. 1), has an area of $6 \cdot 10^6 \text{ km}^2$ (5% of the total continental land) and a liquid discharge contribution to the Atlantic Ocean of $209 \cdot 000 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, representing almost 20% of the total fresh water discharged to the oceans (Molinier et al., 1995). Temperatures vary within the basin from negative values (at the summits of the Andean Mountains) to near 40°C (in the lowland plain areas) and there is also a strong precipitation gradient that extends from 200 to $6000 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$, ($2400 \text{ mm}\cdot\text{yr}^{-1}$ on average) with an equatorial climate controlled by the intertropical convergence zone. Hydrological regimes within the basin vary significantly (Fig. 2). The peak water discharge of the Solimões/Amazonas, Madeira and Negro rivers are offset in time. The wet season arrives in the Madeira River in the middle of the first half of the year. This specific feature of the Madeira River, arriving earlier than the Solimões river, makes possible the occurrence of a peak at OBI before MAN, the latter occurring in the middle of the year. However, in the Negro River, the high water period arrives in the second half of the year. The annual water discharge (Q), shows a very regular pattern in the Solimões River, and the Negro River and also in the Amazon River at Obidos. However, in the Madeira River, the water discharge is more irregular (Molinier et al., 1995). The Amazon River rises in the high Andean Mountains. This region is mainly composed of Palaeozoic shales and quartzites, Cretaceous limestones, sandstones, volcanic and metamorphic rocks and Tertiary magmatic intrusions and vulcanics (Putzer, 1984). The eastern margin of the Andes is marked by the Sub-Andean fold-and-thrust belt and, in this area, the erosion is intense and rapid (Dunne et al., 1998). The combination of steep topography and highly erodible rocks, promotes the incision of channels, rapid mass wasting and high production of sediment (Guyot, 1993). Once the Amazon River tributaries leave the Andes, they cross a foreland basin, and deposit a great volume of sediment (Räsänen et al., 1990; Guyot 1993). Downstream, they converge to flow through a region underlain by sedimentary rocks, ranging in age from the Palaeozoic to the Tertiary (Petri & Fúlfaro, 1988; Schobbenhaus et al., 1984). Two Precambrian shields (the Guianean and Brazilian shields) composed of crystalline rocks border the central portion of the basin (the

Amazon sedimentary basin). These shields are characterised by low relief, gentle gradients and soils developed on deep saprolite covered by a dense equatorial forest with extremely low erosion rates (Bordas, 1991; Dunne et al., 1998), contrasting markedly with the Andes. The central portion of the basin is still occupied by a plain dating from the (late) Cenozoic with an area of approximately 90,000 km². This plain consists of sands, silt and unconsolidated lacustrine materials, some of which from the modern river floodplain (Dunne et al., 1998).

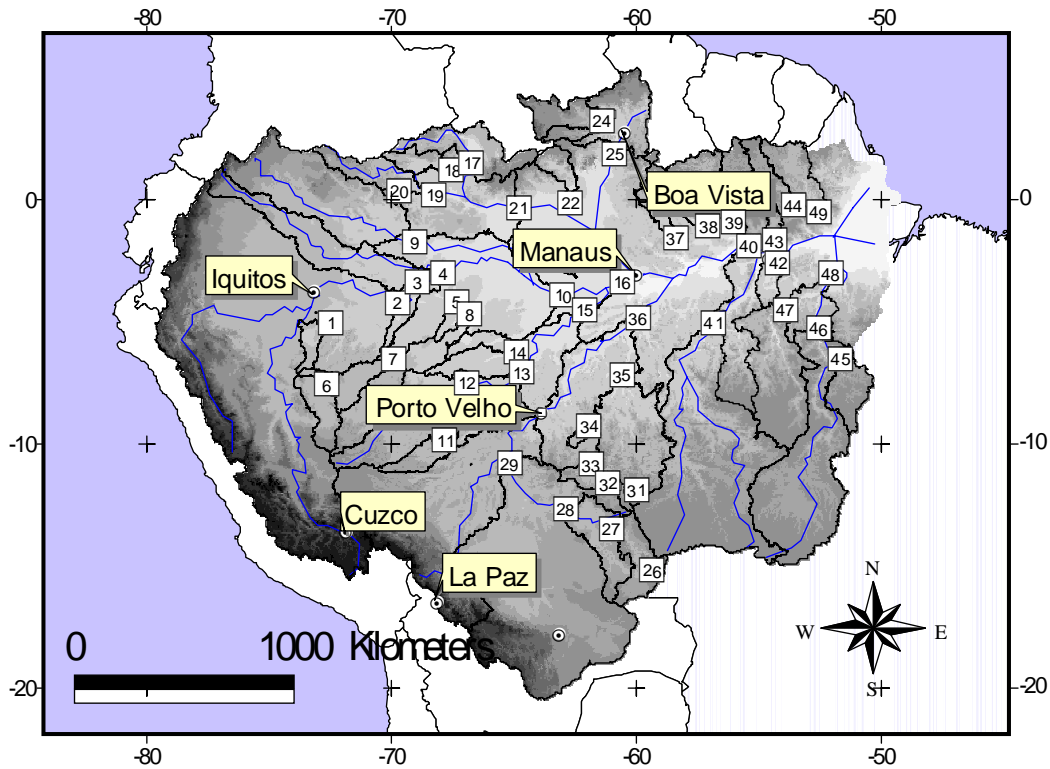


Figure 1: The Amazon River Basin showing the USGS DEM and the Brazilian TSS stations used in this study. The incremental contributing areas of these stations were used as artificial barriers to estimate TSS yields within a Geographic Information System (GIS).

The Amazon basin therefore has three main sources for its rivers: the Andes, the Brazilian shield and the Guiana shield. There is also a central region with vast areas flooded every year on the flood plain, the “várzeas”. In this situation, the suspended sediment, originating from such complex erosion systems can provide important information for the scientific community. To date, some research has been performed on the suspended sediment load of the Amazon basin, but most of this work has focussed on the mainstream, sometimes spending large amounts of money. The aim of this paper is to report the existence of an Amazonian suspended sediment data set, in Brazil, comprising more than 2000 samples collected since the 1970s and managed by Brazilian Government Agencies (DNAEE from the beginning up to 1996, ANNEL from 1996 – 2002 and finally now by ANA). This data set comes from a network that covers the Brazilian Amazon, with 60 stations spread over all the major Amazonian river sub-basins (Fig. 1). We revised this data set and undertook calculations and analyses of the suspended sediment discharge using different methods. We also performed an assessment of the suspended sediment yields and evaluated the contributions of the Amazon tributaries in Brazil, especially those coming from the shields, and identified sedimentation and/or erosion trends in the basin.

PREVIOUS WORK

After Sioli (1957), with his classification of the Amazonian rivers based on their physical and chemical characteristics, Gibbs (1967) was the first to investigate the factors which control the amount and composition of the suspended load and also the dissolved load of the Amazon River. His study was based on systematic sampling of the Amazon River and its tributaries, in a way which included more than 90% of the total tributary-discharge contributions to the main river. As regards suspended sediment, Gibbs collected a total of 74 samples in two cruises (during a high and low water period). Based on these data, Gibbs estimated a suspended load at

the mouth of the Amazon River of about $\sim 500 \cdot 10^6 \text{ t.yr}^{-1}$ or $79 \text{ t.km}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$. He also demonstrates that 82% of the total suspended sediment load discharged by the Amazon, is supplied from the 12% of the total area of the basin, which comprises the mountainous environment (the Andes). After Gibbs, Oltman (1968) published the results of some suspended sediment sampling, carried out during reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon River. In his report, Oltman reports, for the Óbidos station ($\sim 800 \text{ km}$ from the Amazon River mouth), a concentration variability from 300 to 340 mg.l^{-1} near the stream bed, to $50\text{-}70 \text{ mg.l}^{-1}$ near the water surface. Although, insufficient samples were collected (just 3) to estimate reliably the suspended sediment discharge of the Amazon River, Oltman tried to provide an estimate and produced a value of $1.5 \cdot 10^6 \text{ t.day}^{-1}$ or $\sim 600 \cdot 10^6 \text{ t.yr}^{-1}$. He also asserted that the seasonal variation exert an important influence on the proportion of the total Óbidos flow contributed by the black and white water rivers. Schmidt (1972), reported that, during one year (from 1969 to 1970), a series of monthly samples was collected by him, always at the same point of the Amazon mainstream. His results showed the annual variability of the suspended sediment concentrations. However, Schmidt worked with samples collected from the river surface and without discharge data. He reported only suspended sediment concentration and no attempt was made to estimate the suspended sediment yield.

A significant effort to determine the suspended sediment yield of the Amazon River was made by Meade et al. (1979) in the Alpha Helix Project. They collected a total of 325 samples, from several points, during the high-water seasons of 1976 and 1977 in the Amazon River mainstream between Iquitos (Peru) and the Amazon River mouth (Brazil) and also from the lower reaches of most of its major tributaries. Using this data they estimated a mean TSS yield at Obidos of about $9 \cdot 10^8 \text{ t.yr}^{-1}$. These samples also provided the first description of the vertical and lateral variation of suspended sediment in the Amazon River (Meade, 1985).

From 1982 to 1984, researchers from the CAMREX Amazon River Experiment, collected a series of suspended sediment samples from the Amazon. As reported by Meade (1985), such samples were depth-integrated composites and two basic strategies were used in their collection. The first strategy involved repeated cruises, like those in the Alpha-Helix Project, but with more frequent measurements (every 4 months). The other strategy provided a more frequent time-series, with sampling at a single cross section, in order to relate the variations in sediment concentration and other constituents to river stage and water discharge variations - at the same place used by Schmidt (1972). Based on these samples, Meade et al. (1985) produced a new estimate of 11 to $13 \cdot 10^8 \text{ t.yr}^{-1}$ for the suspended sediment discharge of the Amazon to the ocean.

A few years later, using the Brazilian national data, and data from several Brazilian companies, Bordas et al. (1988) and Bordas (1991), defined hydrosedimentological zones for the most important river basins of Brazil, including the Amazon. They used data from 70 stations, in the Amazon Region, most of them with more than 8 years of data sampled 4 times a year by Brazilian government bodies and companies. Approximately 200 samples were analysed and the results were very similar to those reported by Meade et al. (1979a) and also by Guyot et al. (1988 and 1996), who were working in the Madeira River Basin.

In the 1990s, a group from the Amazon Shelf SEDiment Study (AmasSeds), within the scope of a multidisciplinary study, focussed their efforts in the area from the southern side of the Amazon River mouth along the shore to the Brazil-French Guiana border, and from the shoreline across the topset, foreset and bottomset regions of the active subaqueous delta to relict transgressive sands on the outer shelf (Nittrouer et al., 1995). Their data came from suspended sediment accumulation rate measurements at 190 stations made with a transmissometer equipped with a CTD transducer. They compared their transmissometer data with the results from filtering seawater samples. Data were collected on cruises from 1983 through 1991 (Nittrouer et al., 1986). The AmasSeds results indicated a total flux from the Amazon River to the Ocean of between 550 and $1030 \cdot 10^6 \text{ t.yr}^{-1}$ (Nittrouer et al., 1995).

From 1994 until the present, a group of Brazilian and French researchers from the HiBAm project, have undertaken regular cruises to measure water discharge and collect TSS samples and they have analysed both the existing data and their new data to understand better the system and its behaviour. This paper represents part of this task included within the HiBAm project objectives.

METHODS

In 1963, US Geological Survey (USA) hydrologists started some discharge-measurement campaigns in the Amazon River using methods reported by Davis (1964), Oltman et al. (1964), and Oltman (1968). Subsequently, the Brazilian Government became motivated to establish a hydrometric network as well as a sediment measurement network in the Amazon Region. This network has been in operation since 1970 and all the former data was recovered by the network management agency so as to build a national data set. Today, within the Brazilian Amazon basin, more than 200 hydrometric stations are in operation. This network includes

60 sediment measurement stations (Fig. 1), with periodic sediment sampling and discharge measurements and daily water level and rain measurements.

Initially, the Brazilian national sediment measurement network included only 4 sites in the Amazon River basin. It was enlarged gradually until 1980, but used only with surface sampling procedures. By 1980, this network included 25 sites and it was later enlarged (in 1984) to 29 sites, and more specific sampling protocols were introduced. Subsequently, the number of sites grew gradually. Finally, in early 1994, the Amazon sediment measurement network reached the number of sites that it has today. Sampling is undertaken every year, almost on a quarterly basis, and the sites are operated by Brazilian Government bodies (especially by CPRM, The Brazilian National Geological Service) directly or by sub-contracting to specialized companies. In total, more than 2500 suspended sediment samples have been collected and analysed to date. The operation of methodology and laboratory procedures used by the Brazilian Government bodies follow the international recommendation. Samplers are basically the same as those used by Meade et al. (1979) in the Alpha Helix Project, especially the collapsible bag sampler for great depths. Sampling and filtration procedures are the same as those described by Guy & Norman (1970), Long (1989), GEMS/Water (1994) and WMO (1994). This involves the equal-width-increment or the equal-transit-rate method, undertaken at the same time as velocity determinations. Samples are homogenized in the laboratory to obtain a single sample for the section. The suspended sediment concentration is determined by vertical filtration using pre-weighted filters. The results for the samples are incorporated into a national data set managed by ANA and currently being updated by HiBAm researchers.

We updated the Brazilian National data set only for the Amazon basin and we had access to the original field and laboratory reports as well as the digital-format data. This proved very helpful for correct human errors made during when entering data into the database. Subsequently, we produced a new data set incorporating our corrections and calculated the TSS fluxes (QS). In these calculations, we used three different methods (hereinafter called QS1, QS2 and QS3) commonly described in the literature, and defined below :

$$[\text{QS1}] \text{ or } \text{QS} = c \cdot Q \cdot [\text{TSS}] \quad (1)$$

$$[\text{QS2}] \text{ or } \text{QS} = f(Q) \quad (2)$$

$$[\text{QS3}] \text{ or } \text{QS} = f(Q, dH/dT_5) \quad (3)$$

where Q is the monthly mean water discharge, [TSS] the monthly mean total suspended sediment concentration, $c = 0.0864$ is a conversion factor used to obtain values in t.day^{-1} , dH/dT_5 is a factor used to account for the influence of water slope gradient variation with time. The dT_5 index is based on using a ± 2 days variation for each central day; two days before and two days after the day of suspended sediment sampling. The gradient method was used to ascertain if it produces significant differences compared to the other methods and was a suggestion from T. Dunne (Univ. California, Santa Barbara).

The monthly mean water discharge (Q) was calculated using a daily-gauging data set and frequent discharge-measurement data, obtained from ANA (Brazilian National Hydrological Data Set). Most of the stations used had more than 15 years of data. Some of the stations have been in operation since the 1970s (Table 1), but we have only used data obtained since 1980 (1584 results from more than 2500 samples), as complete vertical measurements, using a depth integrating sampler (collapsible bag), were only introduced by CPRM and others after 1980. Prior to that year, all the samples were taken near the surface (~40 cm up to 400 cm) using a US-DH59 sampler. Today, only the Obidos station on the mainstream Amazon, continues to use the old procedure, due to operational and management reasons. CPRM changed the sampler in the Óbidos procedure (now they use the collapsible bag), but they are still sampling near the water surface. Even so, we considered that the Óbidos data could help us with the suspended sediment yield assessment by providing a minimum reference value, and for analysing the seasonal distribution as well as because of its statistical representativeness, comprising 53 samples obtained since the 1970s.

A basic assessment of the suspended-sediment loads of the Amazonian rivers of Brazil, was obtained using the QS results from the calculations described above in equation (4), as shown below:

$$\sum \text{QS}_x + \sum \text{QS}_y + \dots + \sum \text{QS}_z + \varepsilon = \sum \text{QS}_X \quad (4)$$

where, x, y...z are the upstream stations and X represents the downstream station. The ε symbol represents the up – down stream variation of QS and when possible, we compare the results from this equation with the observed data for each station. The values from such assessments were integrated into a GIS platform and linked to the incremental area associated with every ANA TSS station (Fig. 1), their specific values being calculated in $\text{t.km}^2.\text{yr}^{-1}$. Such areas were identified by using the Amazon drainage basin map from the HiBAm Project (Seyler et al., in press). However, the incremental areas were only used to provide general information on the suspended sediment yields, in the river channel and also to make it possible to present all data together and to establish what proportion of the sediment load comes from the shields and from the Andes, as seen from Brazil.

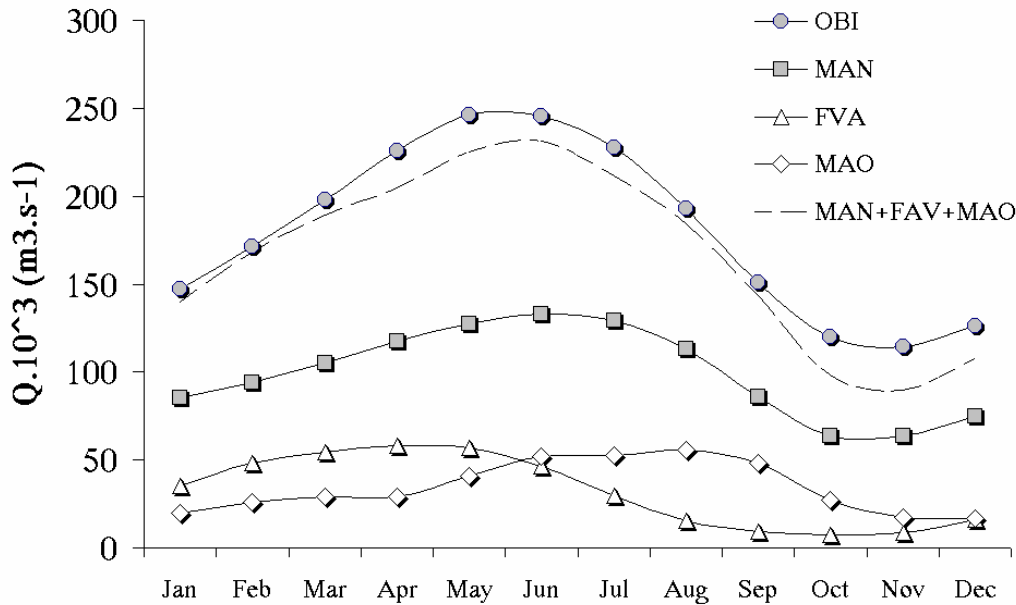


Figure 2: Examples of the different hydrological regimes in the Amazon River basin using the water discharge data from the Brazilian National data set : OBI : Obidos in the Amazon River; MAN : Manacapuru in the Solimões River; FVA : Fazenda Vista Alegre in the Madeira River and MAO : Manaus in the Negro River. For this last station, the monthly mean water discharge values were calculated by Gerard COCHONNEAU (IRD, Brazil) using data (heights and discharge measurements) from stations downstream of Manaus on the Amazon River, as well as from Manacapuru. This was necessary as there are no discharge measurements undertaken at Manaus, due to the “back-water” effect (Meade et al., 1991) associated with the confluence of the Solimões and Negro Rivers.

RESULTS AND DISCUSSION

General aspects of the data base

Our study results (Table 1), are based on 1584 samples, collected from 49 TSS stations abstracted from the full ANA data set, as the 11 other Amazonia's network stations had insufficient data. This means that less than 10 TSS measurements were available. Of the sites listed in Table 1, 45% are located on the shields (Brazilian and Guiana), 35% in the lowlands (between the two shields) and 20% are located in intermediate areas or in the shield borders. Out of the set of Amazonian TSS stations, three were a special focus of attention. They can be considered as the most important hydrometric stations in the basin, as they cover more than 80% of the total suspended sediment flux of the Amazon basin. The first one is Manacapuru, on the Solimões River, with a TSS discharge of $\sim 400 \cdot 10^6 \text{ t.yr}^{-1}$, near the site used by Schmidt (1972) and by CAMREX researchers (Meade et al., 1985). This station controls almost 35% of the total Amazon basin area and 50% of the total water discharge of the basin (Molinier et al. 1995). All the Andean tributaries from north of the Equator and some from the Amazon River's southern side are represented in the water passing the Manacapuru station. It is also the last hydrometric station prior to the confluence with the Negro River, one of the biggest and most important Amazon's tributaries in terms of water discharge. Though the Negro River provides a significant contribution (35%) to the whole basin in terms of water discharge (Molinier et al., 1995), the situation is very different for TSS yield as this is less than $7 \cdot 10^6 \text{ t.yr}^{-1}$ (estimated from Table 1), as a result there is little incentive for the Brazilian agencies to install a sediment measuring station close to the mouth of the Negro River. Even so, the stations of Serrinha, Jalauaca and Caracará, control very effectively the TSS yield contribution of the Guiana shield to the Negro River. The second of the three most important sediment measuring stations is Fazenda Vista Alegre on the Madeira River. This site controls the whole Madeira River basin, and accounts for 23% of the area and almost 15% of the water discharge of the total Amazon basin and provide a TSS discharge of about $280 \cdot 10^6 \text{ t.yr}^{-1}$. Finally, the third and most important of all the Amazon hydrometric stations is Óbidos. This represents almost 80% of the water basin area and discharge. Óbidos (800 km from the mouth) is the last station in the mainstream and it has been monitored since the early 20th century. At Óbidos the TSS yield was about $600 \cdot 10^6 \text{ t.yr}^{-1}$ as a minimum.

Table 1: Results from analysis of the Brazilian National TSS data set for the Amazon River basin.

(*) Drainage area values are in 10^3 km^2 . (**) Water discharge or Q values are in $10^3 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. (***) QS values are in $10^6 \text{ t} \cdot \text{yr}^{-1}$. QS1, QS2, and QS3 are the QS tested calculation methods using (1) $QS = Q * TSS * 0.0864$; (2) $QS = f(Q)$ and (3) $QS = f(Q, \text{dH/dT5})$.

Code	Station	River	Drainage Area*	TSS data period		#Used samples	Q**	QS1***	QS2***	QS3***
1	Palmeiras do Javari	Javari	12	03/92	09/00	26	0,64	1,34	1,22	2,34
2	Teresina	Solimões	983	07/81	10/97	45	44,20	434,56	400,07	427,15
3	São Paulo de Olivença	Solimões	991	07/81	11/00	59	46,54	343,92	322,13	488,72
4	Santo Antônio do Içá	Solimões	1 135	04/84	12/00	45	54,94	473,15	442,13	572,13
5	Barreira Branca	Bia	-	04/92	12/97	13	0,41	2,68	1,03	4,52
6	Cruzeiro do Sul	Jurua	39	06/81	08/00	59	0,91	12,30	11,76	14,60
7	Eirunepe - Montante	Jurua	77	04/92	09/00	27	1,78	11,78	8,37	10,85
8	Gavião	Jurua	162	06/85	11/00	39	4,75	25,45	32,56	34,40
9	Vila Bittencourt	Japura	197	04/92	10/97	14	13,72	26,44	26,25	5,02
10	Itapéua	Solimões	1 769	05/92	08/00	21	84,01	509,90	304,66	623,08
11	Rio Branco	Acre	23	01/84	12/00	48	0,33	4,21	3,66	3,44
12	Seringal Fortaleza	Purus	153	01/92	08/00	24	3,65	102,66	67,01	61,28
13	Lábrea	Purus	220	07/92	11/00	27	5,52	68,41	43,90	18,78
14	Bacaba	Cuniua	38	05/92	10/00	24	1,49	7,44	1,37	15,15
15	Arumã - Jusante	Purus	360	07/83	10/00	51	10,72	24,65	17,80	30,88
16	Manacapuru	Solimões	2 148	07/83	11/00	47	98,75	402,75	304,01	401,28
17	Cucui	Negro	62	04/85	08/00	37	4,84	0,97	0,84	0,80
18	Missão Içana	Içana	22	03/92	12/97	15	1,88	0,27	0,25	0,26
19	Taraqua	Uaupés	45	08/92	08/00	22	2,76	0,70	0,57	0,63
20	Pari Tachoeira	Tiquié	2	09/85	08/00	33	0,13	0,02	0,02	0,02
21	Serrinha	Negro	280	09/85	06/00	37	16,07	3,89	3,33	4,07
22	Jalauaca	Demini	23	08/92	09/97	16	0,53	0,28	0,26	0,29
23	Fazenda Caju-Piranga	Uraricoera	38	09/92	11/00	23	1,02	1,00	0,83	0,95
24	Fé e Esperança	Mucajai	14	09/92	07/00	22	0,28	0,34	0,29	0,33
25	Caracarai	Branco	125	07/91	08/00	23	2,90	2,74	2,98	3,01
26	Pontes e Lacerda	Guaporé	3	05/79	05/97	35	0,06	0,09	0,04	0,09
27	Pimenteiras	Guaporé	-	07/92	05/97	18	0,53	0,24	0,12	0,13
28	Pedras Negras	Guaporé	110	09/92	09/00	17	0,91	0,14	0,14	0,16
29	Guajará-Mirim	Mamoré	589	01/84	07/00	32	8,40	56,45	31,30	77,73
30	Porto Velho	Madeira	954	02/78	08/00	39	19,36	277,48	255,87	262,87
31	Fazenda Flor do Campo	Comemoração	4	01/84	06/00	27	0,11	0,08	0,06	0,10
32	Pimenta Bueno	Pimenta Bueno	12	08/92	06/00	23	0,21	0,13	0,19	0,16
33	Jiparana	Jiparana	33	04/81	09/00	54	0,72	1,53	0,72	1,53
34	Piratininga	Machadinho	5	02/92	06/98	17	0,13	0,03	0,03	0,03
35	Prairinha (Velha)	Aripuanã	109	03/84	10/00	45	3,38	2,57	2,23	2,77
36	Fazenda Vista Alegre	Madeira	1 325	01/85	10/00	43	31,25	244,28	201,34	243,23
37	Base da Siderama	Jatapu	25	01/92	03/98	17	0,64	0,33	0,31	0,75
38	Estirão da Angélica	Mapuera	26	09/80	07/94	32	0,73	0,60	0,37	0,59
39	Vista Alegre - Conj. 01	Erepecuru	35	04/81	06/00	29	0,52	0,18	0,22	0,34
40	Obidos	Amazonas	4 619	04/79	05/98	53	169,48	555,93	452,63	614,24
41	Jatobá	Tapajós	387	08/77	11/82	19	10,78	4,25	5,28	5,43
42	Barragem - Conj. 04	Curua-Una	14	08/80	05/00	56	0,18	0,08	0,06	0,10
43	Arapari	Maicuru	13	03/81	11/00	51	0,12	0,12	0,11	0,15
44	Fazenda Paquira	Paru do Este	30	04/81	07/88	32	0,49	0,26	0,35	0,31
45	Boa Esperança	Fresco	42	01/84	08/00	23	0,83	1,37	0,66	0,89
46	Belo Horizonte	Xingu	277	01/84	06/98	23	5,17	5,95	2,87	4,52
47	Pedra do Ó	Iriti	124	01/84	06/00	16	2,69	2,56	2,55	3,29
48	Altamira	Xingu	446	02/84	07/00	31	8,72	5,80	5,42	4,46
49	São Francisco	Jari	51	02/77	07/00	55	1,01	0,43	0,44	0,58

The QS calculation methods and results

From our mean inter-annual results for the whole set of stations shown in Table 1, calculated as QS1, QS2 and QS3, it is difficult to know which gives the best result in terms of the true value. To answer this question, we calculated the mean monthly values using the three methods and we made a comparison with a HiBAm reference station data set (Guyot et al., 2000). From this exercise, we observed (Fig. 3a) that Obidos has a TSS vs. Q cyclic relationship within a triangular form. This relationship is very well defined and is characteristic of the hydrological regime of the largest Amazon rivers (Guyot et al., 2000). Even so, using the different data and results (period, methods and sampling procedures) from the Brazilian national data set, it was possible to observe a very similar behaviour to that shown by the HiBAm study. Subsequent to the QS calculations, we plotted the results obtained for QS1, QS2, and QS3 against the water discharge (Fig. 3b). When comparing figure 3a with the figure 3b, QS1 seems to be more realistic than the QS2 and QS3 curves, which provide something approaching a single linear relationship, which does not represent the system complexity as shown in figure 3a. We also calculated the QS values for two other stations (Manacapuru and Fazenda Vista Alegre) and we found the same behaviour. For the Madeira River (Fig. 3c), we observed that the three methods only provide similar results for low water periods. Once we enter the Madeira high water period, the system complexity comes back and only QS1 can represent reality. Following the same approach for the Manacapuru station (Fig. 3d), QS1 was again identified as the best method. As a conclusion, we choose QS1 as the best calculation method for use with the ANA data set for the Amazon.

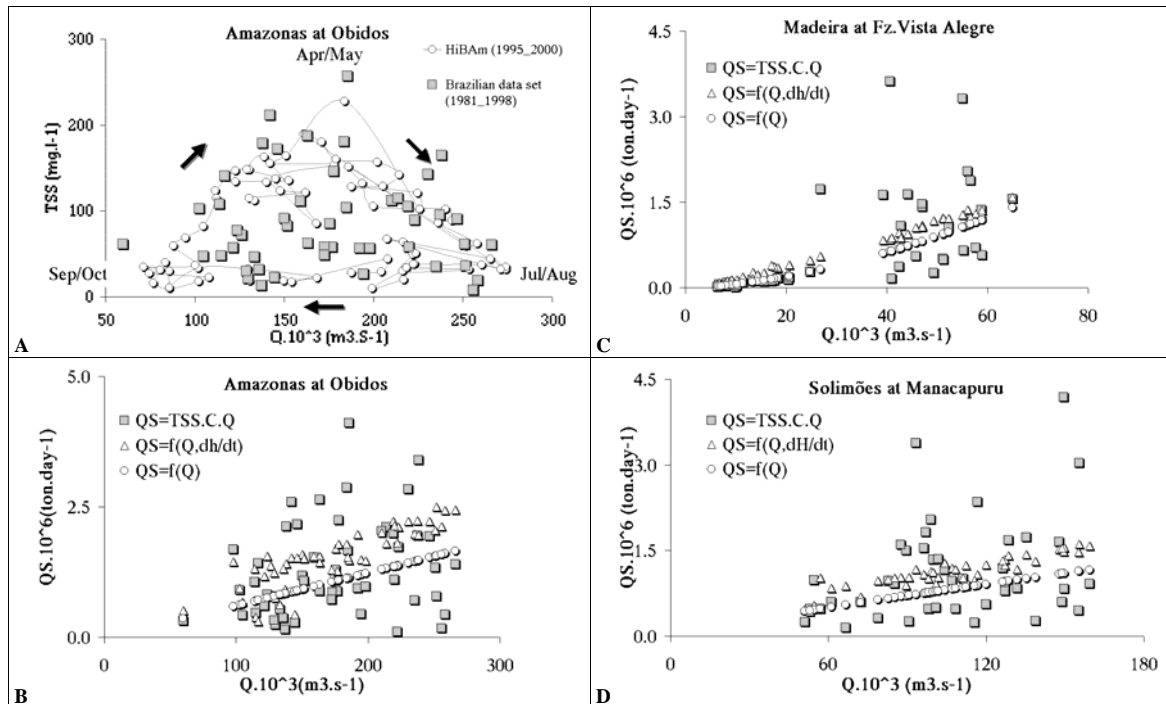


Figure 3a: The TSS behaviour for the HiBAm reference station data at Óbidos, during a 6 years time series (Guyot et al., 2000), superimposed on the whole ANA data set for the period since 1981. The water discharge data is from the ANA data set. HiBAm TSS data were obtained by a 10-day sampling protocol involving sample collection near the water surface. ANA TSS data are derived from Brazilian agencies, measuring almost 4 times a year at the same times as the water discharge.

Figure 3b: The relationship between water discharge and suspended sediment discharge for the Amazon River at Óbidos based on the three methods used to obtain QS. The QS1 plot reflects the same pattern of concentration variation as seen figure 3a.

Figure 3c: The same relationship as figure 3b, but for Fazenda Vista Alegre, showing a coincident pattern among the three methods only in the dry season.

Figure 3d: The Manacapuru Q vs. QS relationship, showing a QS1 behaviour very different from QS2 and QS3 results, but more representative of the system complexity.

The QS Regimes

Using the QS1 method and the water discharge from the Brazilian National Hydrometric data set, we produced QS intra-annual curves (Fig. 4), primary to examine seasonal patterns of behaviour. From our observations, the QS peak for the Amazon at Óbidos occurs in February, whereas the Q peak occurs between May and June. The QS peak for the Madeira River at Fazenda Vista Alegre occurs in March, while the Q peak occurs between April and May. The QS high season occurs in the first half of the year at Fazenda Vista Alegre as well as at Óbidos. However, at the same stations, the QS low season occurs in the second half of the year, coinciding with the high water period in the Negro River in Manaus (Fig. 2).

We also calculated intra-annual variation of Q and QS as Q_{av} and QS_{av} , obtained by using Q_{max}/Q_{min} and QS_{max} and QS_{min} , respectively. Our results showed that the Solimões River at Manacapuru exhibits very little variation of QS, through the year ($QS_{av}=2$), which represents the same regularity as the water discharge annual variability (Q_{av}) measured by Molinier et al. (1995). For the Amazon River at Óbidos, the $QS_{av}=8$, but the $Q_{av}=2$, and for the Madeira River at Fazenda Vista Alegre, the $QS_{av}=36$ for a $Q_{av}=8$. It seems that the QS regime variation at Óbidos is hardly influenced by the Madeira regime, mainly in the second semester's low waters. The Negro River ($Q_{av}=3$) has QS rates less than $7 \cdot 10^6 \text{ t.yr}^{-1}$, but contribution of this river to the Óbidos regime in terms of water discharge is more significant (35%), mainly in the second half of the year, when the Solimões/Amazon and Madeira rivers are both in their shutting down Q period (Fig. 2).

Óbidos shows a sedimentation pattern when comparing the observed mean annual curve with the calculated mean annual curve from March through November (Fig. 4). Based on the difference between the two curves, a rate of $160 \cdot 10^6 \text{ t.yr}^{-1}$ can be calculated. During almost all of the first half of the year, the QS values at Manacapuru are lower than those at Óbidos, but from June to November, the situation is reversed, mainly during the period when the Negro River is rising (Fig. 2). The high water period for the Negro River also coincides with the base of the TSS “triangular cycle” (Fig. 3a) behaviour at Óbidos, well marked by the HiBAm data set and also identified in the ANA data. In this “triangle”, the concentrations tend to increase in months when the Negro

River water discharge contributions become lower and when the Solimões/Amazon and Madeira Rivers are increasing too. Otherwise, when the Negro river is rising (May / June) and the Solimões/Amazon and Madeira Rivers are just starting to fall, the TSS concentrations in Óbidos start to fall too. From our observations, the Solimões/Amazon and the Madeira Rivers are the most important sources of the TSS flux passing Óbidos. The Solimões (Manacapuru) source is responsible for the base flux at Óbidos, but the QS regime is controlled by the Madeira source (Fazenda Vista Alegre). Otherwise, the water discharge regimes play an important role in the Amazon River basin QS behaviour. As we observed, the Negro River waters cannot be discounted in accounting for the phenomenon observed subsequently from June up to November, when the QS curves for Manacapuru and Óbidos cross.

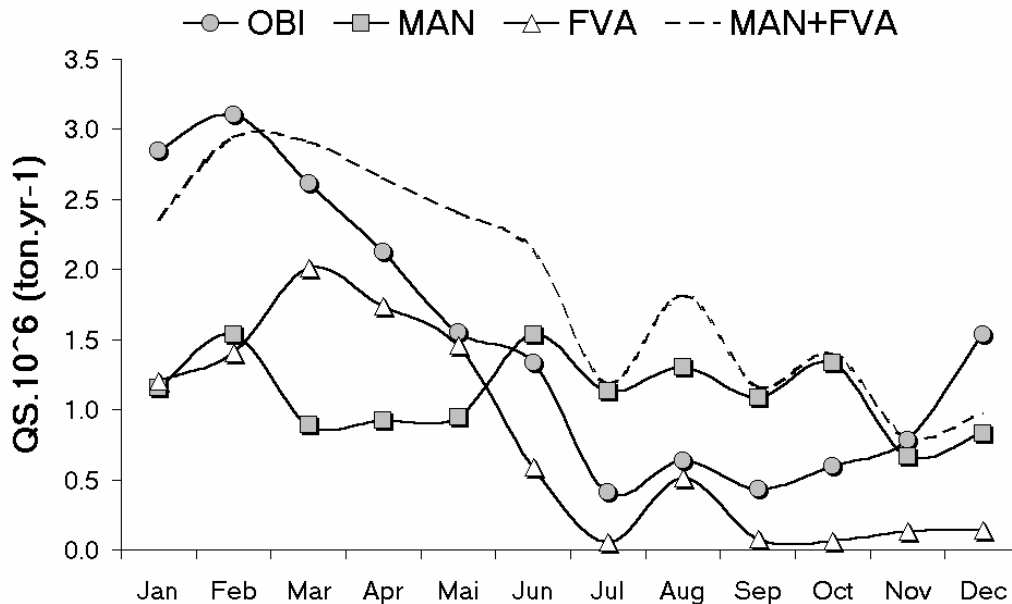


Figure 4: Monthly mean QS values calculated for the stations at Manacapuru, Fazenda Vista Alegre and Óbidos. Comparison of the observed and the calculated curve for Óbidos shows evidence of sedimentation between February and November. For the first half of the year, until June, the QS values at Óbidos are always greater than those at Manacapuru, but from June to November this position is reversed.

The Assessment

Using Equation (4) we performed an elementary suspended-sediment yield assessment for the whole Amazon basin, using our QS data set. The result of this assessment reflect use of the incremental areas marked for each measuring station (Fig. 5). Obviously, there is major underestimation of sediment yield for the western portion of the basin. This means that eroded material from the Andean mountains remains in the foreland basin (Guyot, 1993). Our results did not show the Andean variations as the ANA data set has no TSS station located in the Andes or in an area nearby. Our data come from stations located in the lowland and shield regions. However, we produce rates which reflect the TSS sediment yield reaching the Brazilian border. It means rates greater than $100 \text{ t.km}^{-2}.\text{yr}^{-1}$ and probably, in many western areas, greater than $1000 \text{ t.km}^{-2}.\text{yr}^{-1}$. In addition to the western area, highly dominated by the Andean contributions, we found 4 other distinctive regions in terms of erosion rates, for which our data set is representative :

- i. The Brazilian shield, in the south portion of the Amazon River basin, with rates from 10 to $100 \text{ t.km}^{-2}.\text{yr}^{-1}$;
- ii. The Guiana shield, where two different areas were identified:
 - a. The north western part of the basin with the same rates as the Brazilian shield and;
 - b. The north eastern part of the basin where we found lower rates, from 0 to $10 \text{ t.km}^{-2}.\text{yr}^{-1}$.
- iii. The negative yield area in the middle of the basin.

When compared with the results for the whole basin, the shields contribute about 7% of the total suspended sediment yield of the Amazon basin. The Brazilian shield contribution seem to be a little bit greater than that from the Guiana shield. The negative-rate region becomes very significant after the station of Santo Antônio do Iça, but there are indications of this before, between Teresina and São Paulo de Olivença. The interruption of the trend occurs due to the high Pilcomayo/Iça contributions from the Colombian Andes. The rates therefore become

positive between points #3 and #4. After that, up to the last point for which we collect data on the mainstream (Obidos), there is a trend for negative rates. Obviously, there is no physical reason to associate this negative-rate region with a sedimentation area over the entire central region of the basin. As explained above, we had forced it by using the incremental areas, associated with non-natural barriers, the TSS stations. However, in the central Amazon River basin, the existence of areas that are regularly flooded each year called "várzeas", is very well known (Junk, 1997). We tried to calculate a sedimentation rate to such flooded areas associating our mean negative rates ($460 \cdot 10^6 \text{ t}\cdot\text{yr}^{-1}$) with the surface values suggested by different authors (Junk, 1982; Dunne et al., 1988). Using the general value given by Junk ($120 \text{ to } 150 \cdot 10^3 \text{ km}^2$) we reach rates between 3 to 4 $\text{mm}\cdot\text{yr}^{-1}$. Using the information provided by Dunne et al. involving a plain formed since the (late) Cenozoic in the middle of the basin and covering $90\,000 \text{ km}^2$ that partially constitutes the modern flood plain, we reached rates between 5 to 6 $\text{mm}\cdot\text{yr}^{-1}$. Using the incremental areas and the assessment procedure, we also calculated a sedimentation rate for the region between Manacapuru and Óbidos of about $100 \cdot 10^6 \text{ t}\cdot\text{yr}^{-1}$. Compared with the procedure using the QS curves (Fig. 4), we reach a range from 100 to $160 \cdot 10^6 \text{ t}\cdot\text{yr}^{-1}$.

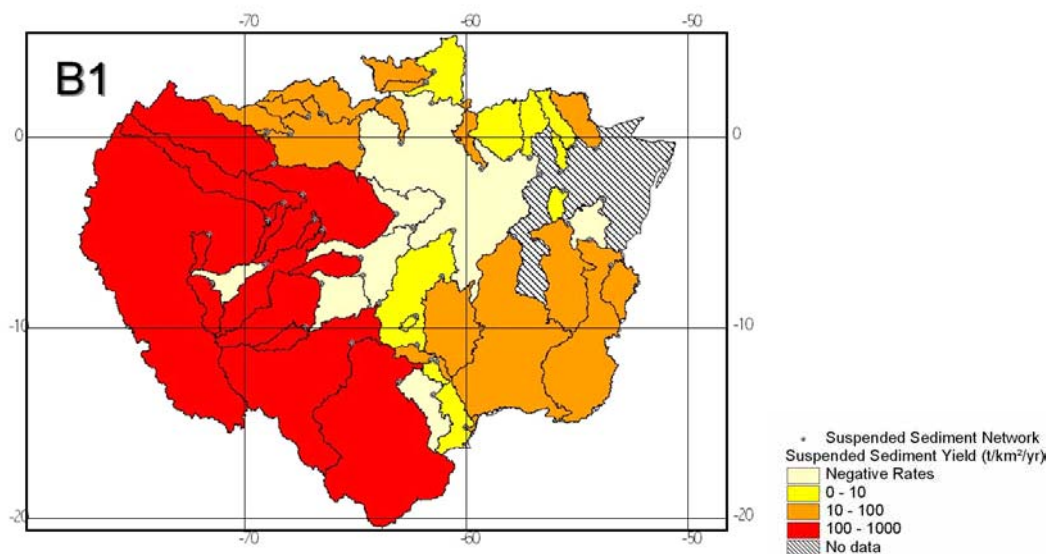


Figure 5: Incremental specific sediment yields associated with each ANEEL TSS station obtained using equation (4). A large area of negative yields was detected in the middle of the basin. Two different TSS yields were identified for the Guiana shield but only one value for the Brazilian shield. The very important Andean contribution is shown clearly, but the rates are not correct as only data from downstream Brazilian sites were used in this analysis. This means that the values only represent the TSS discharge reaching the Brazilian frontier.

CONCLUSIONS

The Brazilian national data set of TSS data, comprises 60 sites in the Amazon basin and more than 2500 samples which have been collected, almost quarterly since the seventies. These data are useful of undertaking an assessment of suspended sediment yields in the Amazon basin. The limitations of such data, in terms of sampling procedures for some stations, especially prior to the 1980s, as well as for methods intended for calculating TSS fluxes must be recognised. However, the data are shown to be representative of the processes operating in the basin, when compared with another data set collected the same site, but at a different time scale (every 10 days) and period (from 1995 to 2000). Such comparative exercises, were also very helpful for choosing the best method for calculating meaningful QS values. The assessment we performed, complements those performed by others authors, and emphasis the important Andean contributions and the lower contributions from the Precambrian shields in the Amazon River basin. Because of the relatively good spatial representation from the Brazilian National TSS stations, it is possible to estimate the suspended sediment yield from shields as lying between near 0 (zero) and $100 \cdot 10^6 \text{ t}\cdot\text{yr}^{-1}$. This represents 7% of the total Amazon River basin contributions. From our assessment, an area characterised by sedimentation was identified in the middle of the basin. Based on the available data for this central region, we propose a sedimentation rate for the "várzeas" in the Amazon River basin of 3 to 6 $\text{mm}\cdot\text{yr}^{-1}$.

ACKNOWLEDGEMENTS

This contribution is dedicated ("in memoriam") to Prof. Marc Pierre BORDAS, the pioneer who prompted people to use the Brazilian sediment measurement data set for assessing suspended sediment yields. The

assistance of staff from ANEEL and ANA, who supported us in processing the data, of people from CPRM who provided information about their field procedures, etc., of Thomas DUNNE who suggested using the gradient method and of Robert MEADE who generously provided information on previous work is gratefully acknowledged.

REFERENCES

- Bordas, M.P. (1991). An outline of hydrossedimentological zones in the Brazilian Amazon basin, 191-203. In: *Water Management of the Amazon Basin*. Braga B.P.F. & Fernandez Juregui C. (Ed.), Publ. UNESCO-ROSTLAC, Montevideo.
- Bordas, M.P., LAINNA, & SEMMELMANN, F.R. (1988) Evaluation des risques d'érosion et de sédimentation au Brésil à partir de bilans sédimentologiques rudimentaires, 359-368. In *Sediment Assessments*, Bordas M.P. & Walling D.E.(Eds.), IAHS Publ. 174. Porto Alegre.
- Davis, L.C. (1964) The Amazon's rate of flow. *Natural History* 73:14-19.
- Dunne, T., Mertes L.A.K., Meade R.H., Richey J.E., Forsberg B.R. (1998). Exchanges of sediment transport between the floodplain and channel of the Amazon River in Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 110(4): 450-467.
- Filizola, N.P. (1999). O fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da Amazônia brasileira. Brasília, DF. ANEEL, 63pp.
- GEMS/WATER (1994) Guia operativo GEMS/AGUA. Ed. by NWRI-Canada, 195 pp, Burlington.
- Gibbs, R.J. (1967) The Geochemistry of the Amazon River System. Part 1. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Geological Society of America Bulletin* 78:1203-1232.
- Guy, H.P. & Norman, V.W. (1976) Field methods for measurement of fluvial sediment. In: *Techniques of Water-Resources Investigations of the U.S. Geological Survey*, 3rd. Ed., Chp. C2, Book 3, 59 pp. Denver.
- Guyot, J.L. (1993) Hydrogéochimie des Fluves de L'Amazonie Bolivienne. Publ. ORSTOM, 266pp. Paris.
- Guyot, J.L., Filizola, N., Laraque, A., Seyler, P. (2000) A variabilidade sazonal dos fluxos de sedimentos na estação hidrológica de Óbidos (Pará – Brasil) *LBA Congress*, 26-30 Juin 2000, Belém, Brazil.
- Guyot, J.L., Filizola, N., Quintanilla, J. Cortez, J. (1996) Dissolved solids and suspended sediment yields in the Rio Madeira basin, from the Bolivian Andes to the Amazon. In: *Erosion and Sediment Yield: Global and Regional Perspectives*. IAHS Publ. 236, 55-63, Exeter.
- Guyot, J.L.; Bourges, J.; Hoorelbecke, R.; Roche, M.A.; Calle, H.; Corres, J.; Barragan Guzman, M.C. (1988) Exportation de matières en suspension des Andes vers l'Amazonie par le Beni, Bolivie, In *Sediment Assessments*, Bordas M.P. & Walling D.E.(Eds.), IAHS Publ. 174. Porto Alegre.
- Jaccon, G. & Cudo, K. J. (1989) Hidrologia: Curva-chave, Análise e Traçado. Publ. DNAEE-ORSTOM, 273 pp. Brasília.
- Junk, W. J. (1982) Amazonian floodplains: their ecology, present and potential use. *Rev. Hydrobiol. Trop.* 15(4):285-301
- Junk, W.J. (1997). General aspects of the floodplain ecology with special reference to amazonian floodplains. In *The central Amazon floodplain, Ecology of a pulsing system*. Junk W.J. (ed.), Ecological Studies 126: 3-20, Springer.
- Long, Y. (1989) Manual on operational methods for the measurement of sediment transport. WMO Pub. N°686., 169 pp, Geneva.
- Martinelli, L.A. Forsberg, B.R., Victoria, R.L., Devol, A.H., Mortatti, J., Ferreira, J.R. Bonassi, J. & De Oliveira, E.. (1993) Suspended sediment load in the Madeira River. *Mitt. Geol.-Paämon. Inst. Univ. Hamburg*, Sonderband 74, 41-54.
- Meade, R. H. Rayol, J. M., Conceição, S. C da. & Natividade, J. R. G. (1991) Backwater effects in the Amazon River basin of Brazil, *Environ. Geol. Water Sci.*, 18(2):105-114.
- Meade, R. H., Nordin, C.F., Curtis, W.F. (1979) Sediment in Rio Amazonas and some of its principal tributaries during the high water seasons of 1976 and 1977, 472-485. In: *III Simpósio Brasileiro de Hidrologia*.
- Meade, R.H. (1985) Suspended Sediment in the Amazon River and its Tributaries in Brazil, during 1982-1984. *U.S. Geological Survey Open File Report* 85-492, 39pp, Denver.
- Meade, R.H., Nordin, C.F., Curtis, W.F. Costa, Rodrigues, F.M., Do Vale, C.M., Edmond, J.M. (1979) Sediment loads in the Amazon River. *Nature* 278 : 161-163.
- Molinier, M., Guyot, J. L. de Oliveira, E., Guimarães, V. & Chaves, A. (1995) Hydrologie du bassin de l'Amazone. In: *Grands Bassins Fluviaux Périalantiques*, 335-344, PEGI, Paris.
- Nittrouer, C.A.; Kuehl, S.A.; Sternberg, R.W.; Figueiredo, A.G.; Faria, L.E.C. (1995) An introduction to the geological significance of sediment transport and accumulation on the Amazon continental shelf. *Maine Geology*; 125; 177-192.
- Nittrouer, C.A.; Curtin, T.B; DeMaster, D.J. (1986) Concentration and flux of suspended sediment on the Amazon continental shelf. *Cont. Shelf Res.*; 6; 151-174.
- Olivry, J.C., Bricquet, J.P., Laraque, A., Guyot, J.L., Bourges, J. & Roche, M.A. (1995) Hydrologie du bassin de l'Amazone. In: *Grands Bassins Fluviaux Périalantiques*, 345-356, PEGI, Paris.
- Oltman, R. E. (1968) Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon. *U.S. Geological Survey Circ.* 552, 16pp.
- Oltman, R.E., Sternberg, H.O.R., Ames, F.C. and Davis, L.C. (1964) Amazon River investigations reconnaissance measurements of July 1963. *USGS Circ.* 486, 15pp.
- Pteri, S. & Fúlvaro, V.J. (1988) Geologia do Brasil. Ed. USP, Bibl. *Ciências Naturais*, 9, 631p. São Paulo.
- Putzer, H. The geological evolution of the Amazon basin and its mineral resources. In: *The Amazon*, p15-46. Sioli, H. (Ed.). W.Junk Pub.
- Räsänen M.E., Salo J.S., Jungnert H., Oittman L.R. (1990) Evolution of the Western Amazon Lowland Relief: impact of Andean foreland dynamics. *Terra Nova* 2:320-332.
- Schmidt, G.W. (1972) Amounts of suspended solids and dissolved substances in the middle reaches of the Amazon over the course of one year (August, 1969 – July 1970: *Amazoniana*, v.3, no.2, p.203-223.
- Schobbenhaus, C., Campos, D. A., Derze, G.R., Asmus, H.E. (1984) Geologia do Brasil. Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil na escala 1:2 500 000
- Seyler, F., Muller, F., Cochonneau, G., Guimarães, L., J.L. Guyot, J.L. (accepted) Watershed delineation of the Amazon sub-basins system using GTOPO30 DEM and a drainage network obtained from JERS SAR images. *Hydrological Processes*
- Sioli, H. (1957) Sedimentation im Amazonasgebiet. *Geologische Rundschau*, 45:608-633.
- WMO (1994) Guide to hydrological practices. WMO pub. N°168, 5ªEd., 735 pp., Geneva.

Commentaires additionnels

Les résultats présentés dans l'article précédant confirment les observations antérieures, réalisées sur d'autres jeux de données (campagnes HYBAM et stations de référence), et met en évidence un net déficit sédimentaire sur le bas Amazone, entre Manacapuru et Óbidos (Tableau 7.01). Cette grande zone de dépôt sédimentaire correspond à une région de faible altitude (de 0 à 50 m) détectée par le modèle numérique de terrain (MNT GTOPO30, USGS) dans cette partie du bassin (Figure 7.15). Il est probable que la zone de dépôt s'étend à l'aval de Óbidos vers l'estuaire, mais il n'existe aucune donnée confirmant cette hypothèse.

Tableau 7.01 : Estimation du débit solide à partir de l'échantillonnage réalisé sur le réseau de l'ANA au Brésil (extrait du tableau 1 de l'article précédant)

	Débit		Débit Solide	
	m ³ .s ⁻¹	% OBI	10 ⁶ t.an ⁻¹	% OBI
Rio Solimões à Manacapuru	98 750	61	406	58
Rio Negro à Paricatuba	32 000	20	7	1
Rio Madeira à Fazenda Vista Alegre	31 250	19	285	41
Rio Amazonas à Óbidos	169 480		536	
Solimões + Negro + Madeira	162 000	100	699	100
Différence (observé - calculé)	7 480	5	-163	-23

A partir des données du réseau de l'ANA au Brésil, le flux sédimentaire de l'Amazone à l'Océan Atlantique est de l'ordre de 500-700 10⁶ t.an⁻¹.

7.6. CONCLUSION

Dans ce chapitre, l'étude du transport sédimentaire dans le bassin de l'Amazone à partir des données des bases nationales, principalement de l'ANA au Brésil, permet de :

- ✓ apprécier la variabilité temporelle du flux sédimentaire à partir d'informations complètement indépendantes du projet HYBAM. Les maximum sédimentaires sont observés avant le pic de crue sur le Rio Madeira, comme à Óbidos sur l'Amazone. La relation $QS = f(Q)$ s'avère invalide pour de nombreuses stations du bassin.
- ✓ vérifier que les résultats obtenus sont, dans l'ensemble, comparables à ceux obtenus à partir des campagnes HYBAM et du réseau de stations de référence. Cela valide donc,

à posteriori, la stratégie d'échantillonnage de l'ANA, considérant que le grand nombre d'échantillons (ancienneté du réseau), compense la fréquence d'échantillonnage basse (trimestrielle).

- ✓ connaître avec plus de précision les régimes hydro-sédimentaires et leur variabilité saisonnière, d'un grand nombre de cours d'eau, notamment dans les bassins issus des boucliers guyanais et du Brésil central : 7% des apports sédimentaires à l'Amazonie.
- ✓ proposer un bilan sédimentaire simple à partir des données de l'ANA du Brésil, portant sur l'ensemble du bassin de l'Amazonie au Brésil. Ainsi, les apports sédimentaires de l'Amazonie à l'Océan Atlantique sont estimés à 500-700 10^6 t.an⁻¹.
- ✓ mettre en évidence une zone de dépôt sédimentaire (de 100 à 160 10^6 t.an⁻¹) localisée en Amazonie centrale entre Itapéua et Óbidos, pour laquelle un taux moyen de sédimentation de 3 à 6 mm.an⁻¹ est proposé.

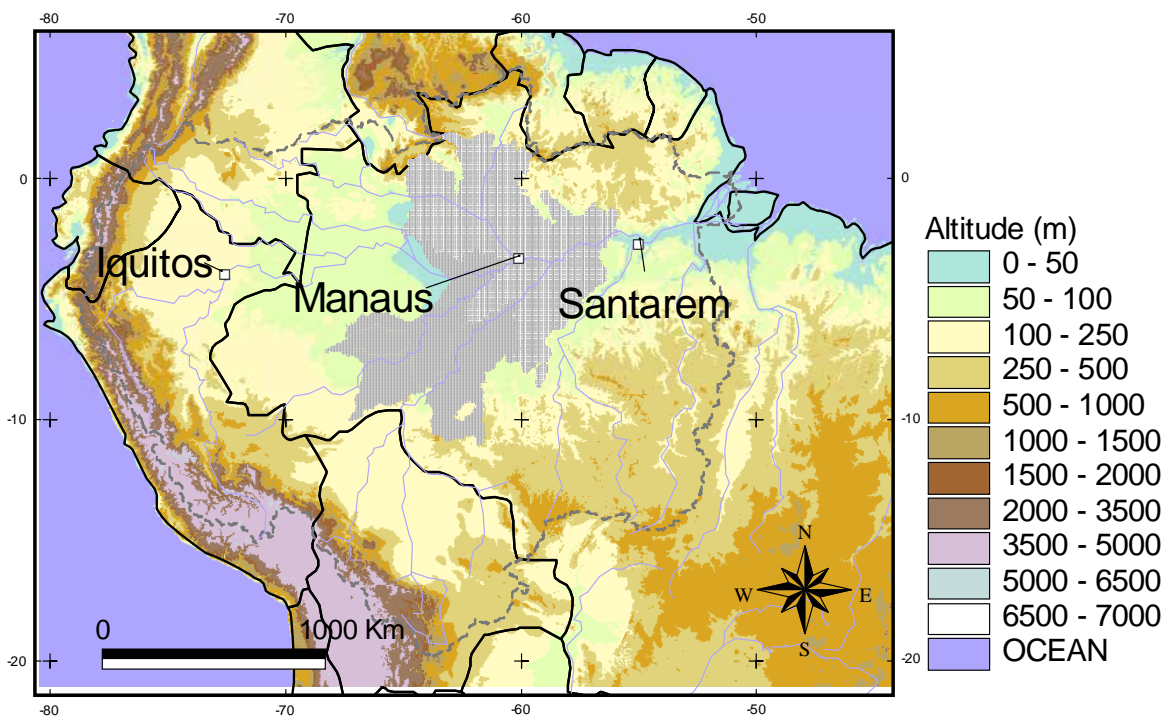


Figure 7.15 : Localisation de la zone de dépôt sédimentaire en Amazonie centrale du Brésil
[Carte issue du MNT GTOPO30 de l'USGS]

Chapitre 8

Conclusions



Coucher du soleil sur l'Amazone

Le présent travail porte sur les flux de matières particulaires, et plus particulièrement sur les matières en suspension (MES), le transport de fond n'étant pas traité dans cette étude (doctorat en cours, Maximiliano Strasser, UFRJ Rio de Janeiro).

Les données utilisées proviennent de 3 sources distinctes :

- les stations hydro-sédimentaires des réseaux nationaux, principalement l'ANA pour le Brésil. Cela concerne une 60^{aine} de stations avec un échantillonnage trimestriel depuis les années 1980.
- les campagnes du projet HYBAM. Il s'agit de 8 campagnes de terrain, réalisées sur les différents fleuves de l'Amazonie brésilienne, de 1995 à 1998.
- et les 10 stations de référence du Brésil, intégrées aujourd'hui à l'ORE HYBAM.

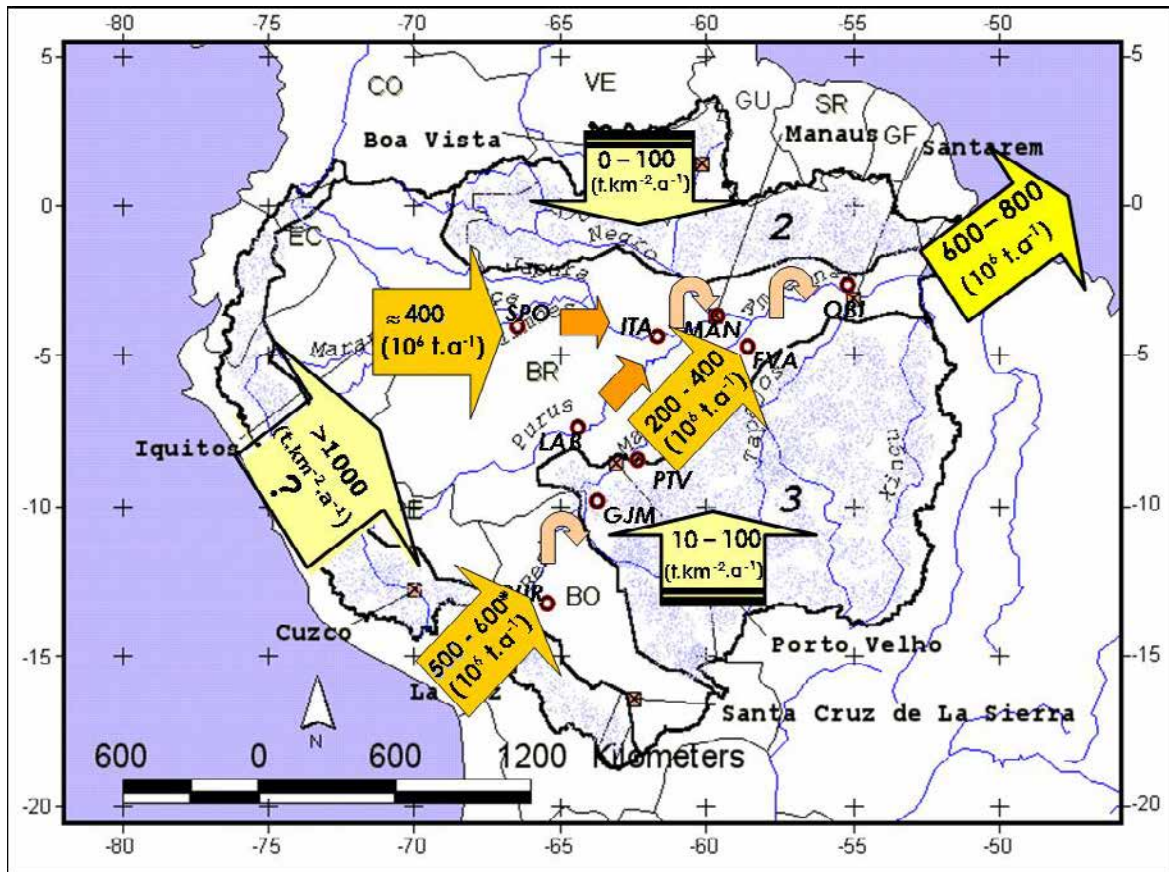
Les campagnes HYBAM ont permis de mesurer les débits par courantomètre à effet Doppler (ADCP), et d'explorer précisément la distribution des MES dans la section jaugée des grands fleuves amazoniens (**chapitre 4**). Les résultats obtenus ont montré que la distribution des MES dans la section n'est pas uniforme, surtout pour les cours d'eau turbides issus des Andes (rios Solimões, Madeira et Amazonas). Durant les crues, les teneurs en MES de ces fleuves andins augmentent avec la profondeur, alors qu'en basses eaux les teneurs sont faibles et uniformément réparties dans la section. La distribution relative en profondeur des particules fines (<63 µm) ou grossières est également dépendante des conditions hydrologiques. Quand la concentration des MES augmente avec la profondeur en crue, la vitesse de l'eau a tendance à diminuer en profondeur. Aussi les profils de débit solide présentent en crue leur maximum vers le centre de la section à mi-profondeur, et pas forcément près du fond du fleuve comme cela était communément admis.

La relation liant la concentration en MES en fonction de l'intensité du signal ADCP a été évaluée. Cette relation peut être significative à un moment donné à une station, mais évolue dans le temps, probablement en fonction de la qualité du matériel particulaire (% de matière organique). Il n'existe donc pas en Amazonie, d'équation simple permettant le calcul des MES à partir des jaugeages ADCP, pouvant se substituer à l'échantillonnage. Diverses méthodes de calcul du débit solide ont été testées, et les résultats obtenus sont similaires, sous réserve de bien échantillonner la section, ie 3 verticales pour les fleuves andins.

La représentativité de l'échantillon de surface par rapport à la section totale a été explorée. Les bonnes corrélations obtenues entre la MES moyenne de la section totale et les MES de surface, pour chacune des stations étudiées, permet le calcul du débit solide total à partir des MES de surface. Les MES de surface des fleuves andins représentent en moyenne 70% des MES totales, et ce pourcentage dépasse 80% pour les fleuves issus des boucliers.

Les 8 campagnes HYBAM réalisées de 1995 à 1998 ont permis en outre, d'apprécier la variabilité spatiale et temporelle des flux sédimentaires à quelques stations caractéristiques (**chapitre 5**). Les bilans amont - aval réalisés lors de ces campagnes sur les principaux formateurs de l'Amazonie ont mis en évidence des phénomènes non conservatifs, avec stockage et remise en mouvement du matériel sédimentaire, sur différents tronçons de fleuve, et à différentes époques de l'année. Les flux moyens annuels ont été calculés à l'aide de la relation $QS = f(Q)$ du fait d'un échantillonnage réduit (8 campagnes). Les résultats ainsi obtenus mettent en évidence un déficit sédimentaire moyen annuel de l'ordre de $110 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$ en Amazonie centrale, entre Manacapuru et Óbidos, traduisant d'importants phénomènes de sédimentation dans les zones humides : les várzeas. Le flux sédimentaire annuel de la station d'Óbidos est estimé à $715 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$, 54% provenant du Rio Solimões, 45% du Rio Madeira et 1% du Rio Negro.

Les stations de référence du Brésil fonctionnent depuis 1995, sur la base d'un échantillonnage de surface à pas de temps décadaire. Les résultats obtenus (**chapitre 6**) montrent une très forte variabilité temporelle des concentrations, non synchrone avec la variabilité hydrologique. Le fort déphasage observé sur les fleuves d'origine andine (de un à plusieurs mois), génère une relation $QS = f(Q)$ non univoque, avec un fort hystérésis à rotation horaire, invalidant pour certaines stations l'emploi de cette équation pour un calcul réaliste des flux sédimentaires. A partir des relations liant les MES de surface et les MES moyenne de la section totale (cf. chapitre 4), un débit solide total a ainsi été calculé pour chaque station à partir des données de l'échantillonnage décadaire de surface (Figure 8.01). Les résultats obtenus confirment le comportement détecté avec les campagnes HYBAM, ie un déficit net du flux sédimentaire entre Manacapuru et Óbidos, estimé à environ $190 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$. A la station de Óbidos, le flux de MES est estimé à $609 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$, avec des contributions respectives de 51% pour le Rio Madeira, 48% pour le Rio Solimões, et 1% pour le Rio Negro. La poursuite de l'échantillonnage aux stations de référence dans le cadre de l'ORE HYBAM devrait permettre d'affiner ces valeurs dans les prochaines années.



*Figure 8.01 : Flux sédimentaires dans le bassin de l'Amazonie
d'après les 3 sources de données utilisée*

(⌚ = dépôt ou stockage et ⇨ = production ou re-suspension).

La troisième source d'information se réfère aux données des **réseaux hydrométriques nationaux**. Dans le cas du Brésil, le réseau hydro-sédimentaire de l'ANA comprend 60 stations réparties sur le bassin, et totalisant plus de 1800 résultats, avec ≈ 9000 échantillons (**chapitre 7**). Bien que basé sur un échantillonnage trimestriel, le grand nombre d'observations permet de détecter sur la plupart des stations amazoniennes une non univocité de la relation $QS = f(Q)$. Aussi, les flux sédimentaires ont été calculés par la moyenne mensuelle des débits solides instantanés. Les résultats obtenus ont à nouveau confirmé le déficit sédimentaire annuel en Amazonie centrale, qui est estimé à environ $160 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$. Le flux de MES transporté par l'Amazone à la station de Óbidos est, avec les données de l'ANA, de $536 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$, 58% de ce flux provenant du Rio Solimões, 41% du Rio Madeira et 1% du Rio Negro.

Par ailleurs, les réseaux de stations hydro-sédimentaires de l'ANA au Brésil, et du SENAMHI en Bolivie, sont bien distribuées spatialement, et permettent d'évaluer les taux d'érosion physique des zones amont du bassin amazonien. Ainsi, les taux d'érosion des boucliers guyanais et brésilien sont respectivement de l'ordre de 0 à 100 t.km⁻².an⁻¹ et de 10 à 100 t.km⁻².an⁻¹, sachant que les flux des boucliers ne représentent que 5% du flux total des MES transportées vers l'Océan.

L'ensemble des résultats acquis dans cette étude sont parfois contradictoires en fonction de l'origine des données, mais le flux sédimentaire à l'Océan Atlantique est très certainement compris dans la fourchette 600-800 10⁶ t.an⁻¹. Ce résultat est voisin des premières estimations (Gibbs, 1967 ; Meade et al., 1979) et il correspond aux premières exploitations de la banque de données brésiliennes (Bordas et al., 1988, 1991 ; Filizola, 1999). Il est par contre beaucoup plus faible que les résultats publiés par le projet CAMREX (Meade et al., 1985 ; Richey et al., 1986). Cette différence peut être due au protocole d'échantillonnage (intégrateurs), mais il semble plutôt qu'elle provienne d'un mode de calcul des flux ne prenant pas en compte la forte variabilité des teneurs en MES et la non univocité de la relation $QS = f(Q)$.

La part relative du Rio Madeira (de 41 à 51%) dépend du type de données utilisées, et la poursuite des observations dans le cadre de l'ORE HYBAM devrait d'améliorer ces estimations prochainement. La mise en place par cet ORE de stations de référence en Bolivie, en Equateur et au Pérou, va permettre de connaître l'évolution du régime des flux sédimentaires, depuis les piedmonts andins jusqu'à l'Océan Atlantique. Ces informations sont fondamentales pour la compréhension du fonctionnement hydro-géodynamique du bassin, notamment la localisation des zones de dépôt sédimentaire actuelles, et l'intensité des phénomènes de transport / dépôt / reprise du matériel sédimentaire dans le bassin de l'Amazonie.

Références Bibliographiques

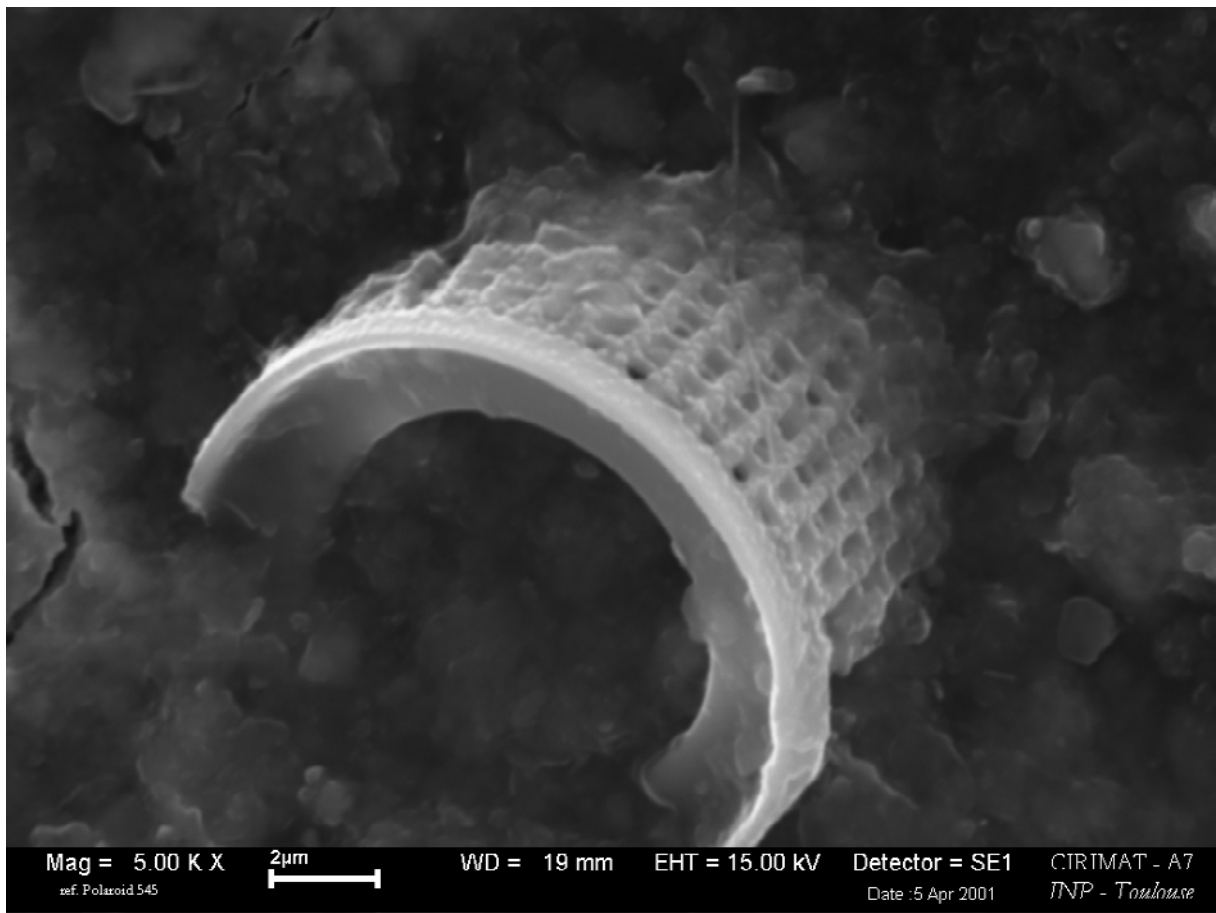


Image MEB d'une diatomée sur filtre 0.45 µm, Rio Amazonas à Obidos.

- Aalto R., Dunne T., Guyot J.L. (sous presse). Geomorphic controls on Andean denudation rates. Journal of geology.
- Abasto N., Hoorelbecke R., Roche M.A., Aliaga A., Coca C., Cortes J., Flores J., Montano J., Noriega L., Pinto E., Rios H., Rubin de Celis L. 1985. Características y calibración de la red hidrométrica PHICAB en la cuenca amazónica de Bolivia. Publ. PHICAB, La Paz, 120 p.
- Allard T., Ponthieu M., Filizola N., Guyot J.L., Benedetti M. (sous presse). Particulate and colloidal matter from the Rio Negro / Solimões mixing zone (Brazil) : insight from crystal chemistry. Hydrological Processes.
- Allard T., Ponthieu M., Weber T., Filizola N., Guyot J.L., Benedetti M. (2002). Nature and properties of suspended solids in the Amazon Basin. Bulletin de la Société Géologique de France, Paris, v. 133, n. 1, p. 67-75.
- Baby P., Guyot J.L., Héral G. (sous presse). The high Amazonian basin of Bolivia: tectonic control, erosion and sedimentation. Hydrological Processes.
- Beichimol S. 1999. Amazônia – Formação Social e Cultural. Ed. Valer, Manaus. 480 p.
- Bordas M.P. 1991. An outline of hydrosedimentological zones in the Brazilian Amazon basin, 191-203. *In* Water Management of the Amazon Basin, Braga B.P.F. & Fernandez-Jauregui C. (eds.), Publ. Unesco-Rostlac, Montevideo.
- Bordas M.P., Lanna A.E., Semmelmann F.R. 1988. Evaluation des risques d'érosion et de sédimentation au Brésil à partir de bilans sédimentologiques rudimentaires, 359-368. *In* Sediment Budgets, Bordas M.P. & Walling D.E. (eds.), IAHS Publ. 174.
- Bourrel L., Guyot J.L., Ronchail J., Maurice-Bourgoin L., Vauchel P. (soumis). Climate variability, Discharge and Suspended sediment yield in the Beni River, an Andean Tributary of the Amazon. Journal of Hydrology.
- Callède J. 1994. Coletor de amostra d'água. Publ. HiBAm, Brasília, 16 p.
- Callède J., Guyot J.L., Molinier M., Guimarães V., Oliveira E., Filizola N. 1997. La variabilité des débits de l'Amazone à Óbidos (Amazonas, Brésil), 163-172. *In* Sustainability of Water Resources under increasing uncertainty, IAHS, Rabat, April-May 1997.

- Callède J., Guyot J.L., Ronchail J., Molinier M., de Oliveira E. 2002. L'Amazone à Obidos (Brésil). Etude statistique des débits et bilan hydrologique. Hydrological Sciences Journal, 47(2) : 321-333.
- Callède J., Kosuth P., Guyot J.L., Guimarães V. 2000. Discharge determination by acoustic doppler current profilers (ADCP) : a moving bottom error correction method and its application on the river Amazon at Obidos. Hydrological Sciences Journal, 45(6) : 911-924.
- Callède J., Kosuth P., Oliveira E. 2001. Etablissement de la relation hauteur-débit de l'Amazone à Óbidos : méthode de la dénivelée normale à géométrie variable. Hydrological Sciences Journal, 46(3) : 451-463.
- Carvalho N.O. 1994. Hidrossedimentologia Prática. Ed. CPRM/Eletróbrás, Rio de Janeiro. 372 p.
- Carvalho N.O., Filizola N., dos Santos P.M.C., Lima J.W. 2000. Guia de Práticas Sedimentométricas. Ed.ANEEL/PNUD/OMM, Brasília. 154 p.
- Chapman D. 1992. Water Quality Assessments – A guide to the use of biota, sediments and water in environmental monitoring. Pub. UNESCO/WHO/UNEP, London. 585 p.
- CIESIN. 2000. Center for International Earth Science Information Network, Columbia University; International Food Policy Research Institute (IFPRI); and World Resources Institute (WRI). Gridded Population of the World (GPW), Version 2. Palisades, NY: CIESIN, Columbia University.
- Curtis W.F., Meade R.H., Nordin C.F., Price N.B., Sholkovitz E.R. 1979. Non uniform vertical distribution of fine sediment in the Amazon River. Nature 280 (5721) : 381-383.
- Degens E.T, Kempe S., Richey J.E., 1991. Biogeochemistry of major world rivers, 323-347. *In* Biogeochemistry of major world rivers, SCOPE, 42, Degens E.T., Kempe S. & Richey J.E? (eds.). J. Wiley.
- DNAEE. 1970. Normas e recomendações hidrológicas - Anexo III – Sedimentometria. Ed. MME/DNAEE, Brasília.
- DNAEE-ORSTOM. 1994. Mapa de disponibilidade hídrica da Bacia Amazônica do Brasil. Publ. DNAEE-CGRH Brasília.

- Dunne T., Mertes L.A.K., Meade R.H., Richey J.E., Forsberg B.R. 1998. Exchanges of sediment transport between the floodplain and channel of the Amazon river in Brazil. Geological Society of America Bulletin, 110(4): 450-467.
- Edwards T.K., Glysson G.D. 1988. Field methods for measurement of fluvial sediment. USGS OFR 86-531, Reston-VA. 118 p.
- Ferreira J.R., Devol A.H., Martinelli L.A., Forsberg B.R., Victoria R.L., Richey J.E., Mortatti J. 1988. Chemical composition of the Madeira river: seasonal trends and total transport. Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, Scope/Unep Sonderband 66 : 63-75.
- Filizola N. 1999. O fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da Bacia Amazônica brasileira. Publ. ANEEL, Brasília, 63 p.
- Filizola N., da Silva M.R. 1996. A rede sedimentométrica do DNAEE. In II Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos. Ed. CNPq, ABRH, Clube de Eng. Rio de Janeiro.
- Filizola N., Guimarães V., Guyot J.L. 1999. Medição de Vazão em Grandes Rios com o uso do Perfilador Doppler-Acústico de Corrente. In Hydrological and Geochemical Process in Large-scale River Basins, Manaus'99 Symposium, Manaus, 16-19 Nov. 1999.
- Filizola N., Guyot J.L., Molinier M., Guimarães V.S., de Oliveira E., de Freitas M.A. 2002. Caracterização hidrológica da Bacia Amazônica. Amazônia - Uma perspectiva interdisciplinar. Org. Rivas & Freitas. Ed. Univ. Amaz., Manaus. 271 p.
- GEMS/AGUA. 1984. Guia Operativo GEMS/AGUA. Ed. NWRI – Canada, Burlington. 195 p.
- Gibbs R.J. 1967. The Geochemistry of the Amazon River System. Part I. The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. Geological Society of America Bulletin 78 : 1203-1232.
- Guimarães V., Guyot J.L., Conceição S.C. 1993. Medição de descarga líquida no Rio Amazonas em Óbidos. Publ. DNAEE-CGRH, Brasília, 50 p.
- Guimarães V., Guyot J.L., Conceição S.C. 1993. Pesquisa de medição de descarga líquida em grandes rios. Rio Amazonas em Óbidos. Publ. DNAEE-CGRH, Brasília, 57 p.

- Guimarães V., Guyot J.L., Conceição S.C. 1994. Medição de descarga líquida em grandes rios. Rio Amazonas em Óbidos. Relatório Técnico da maior medição de descarga líquida realizada no mundo (279 000 m³/s). Publ. DNAEE-CGRH, Brasília, 49 p.
- Guimarães V., Guyot J.L., Filizola N., Oliveira E. 1997. O uso do ADCP (correntômetro de perfilagem acústico por efeito Doppler) para medição de vazão e estimativa do fluxo de sedimentos nos grandes rios da bacia amazônica, 545-552. In XII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Anais 1, ABRH, Vitória, Nov. de 1997.
- Guy H.P., Norman V.W. 1976. Field methods for measurements of fluvial sediment. In: Techniques of water-Resources Investigations of th U.S. Geological Survey, 3rd. Ed., Chp.C2, Book 3, Denver. 59 p.
- Guyot J.L. 1993. Hydrogéochimie des fleuves de l'Amazonie bolivienne. Collection Etudes & Thèses, ORSTOM, Paris, 261 p.
- Guyot J.L., Bourges J., Calle H., Cortes J., Hoorelbecke R., Roche M.A. 1989. Transport of suspended sediments to the Amazon by an Andean river : the River Mamoré, Bolivia, 106-113. In River Sedimentation, IRTCES, Beijing, November 1989.
- Guyot J.L., Bourges J., Cortez J. 1994. Sediment transport in the Rio Grande, an Andean river of the Bolivian Amazon drainage basin, 223-231. In Variability in stream erosion and sediment transport, IAHS, Canberra, Dec. 1994.
- Guyot J.L., Bourges J., Hoorelbecke R., Roche M.A., Calle H., Cortes J., Barragan M.C. 1988. Exportation de matières en suspension des Andes vers l'Amazonie par le Rio Béni, Bolivie, 443-451. In Sediment Budgets, M.P. Bordas & D.E. Walling (eds.), IAHS Publ. 174.
- Guyot J.L., Calle H. 1990. Utilisation de mesures journalières de la turbidité pour l'estimation des flux de matières en suspension. L'exemple des fleuves andins de Bolivie, 271-274. In Hydrology in Mountainous Regions, H. Lang & A. Musy (eds.), IAHS Publ. 193.
- Guyot J.L., Calle H., Cortes J., Pereira M. 1990. Transport de matières dissoutes et particulaires des Andes vers le Rio de La Plata par les tributaires boliviens (rios Pilcomayo et Bermejo) du Rio Paraguay. Hydrological Sciences Journal 35(6) : 653-665.
- Guyot J.L., Callède J., Cochonneau G., Filizola N., Guimarães V., Kosuth P., Molinier M., Oliveira E., Seyler F., Seyler P. 1999. Caractéristiques hydrologiques du bassin

- amazonien. *In Hydrological and Geochemical Process in Large-scale River Basins*, Manaus'99 Symposium, Manaus, 16-19 Nov. 1999.
- Guyot J.L., Callède J., Guimarães V., Filizola N., Santos J.B., Longuinhos R. 1995. Segunda campanha de medições de vazão e amostragem de água e sedimentos nos rios Negro e Amazonas. Publ. HiBAm, Brasília, 57 p.
- Guyot J.L., Callède J., Seyler P., Rondon J.B., da Silva J.J., Rios M., Rodrigues M.S., Filizola N. 1998. Oitava campanha de medições de vazão e amostragem de água e sedimentos na bacia do rio Solimões e no rio Amazonas, Abril - Junho de 1997. Publ. HiBAm, Brasília, 93 p.
- Guyot J.L., Filizola N., Guimarães V. 1996. Quarta campanha de medições de vazão e amostragem de água e sedimentos na bacia do rio Solimões e no rio Amazonas. Publ. HiBAm, Brasília, 61 p.
- Guyot J.L., Filizola N., Guimarães V. 1996. Quinta campanha de medições de vazão e amostragem de água e sedimentos na bacia do rio Negro e no rio Amazonas. Publ. HiBAm, Brasília, 58 p.
- Guyot J.L., Filizola N., Guimarães V. 1997. Sexta campanha de medições de vazão e amostragem de água e sedimentos na bacia do rio Purus e no rio Amazonas. Publ. HiBAm, Brasília, 46 p.
- Guyot J.L., Filizola N., Guimarães V. 1998. Amazon suspended sediment yield measurements using an Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP): First results, 109-115. *In Hydrology in the Humid Tropic Environment*, Kingston, November 1996, IAHS Publ. 253.
- Guyot J.L., Filizola N., Guimarães V., Fernandes U., Longuinhos R., Rios M., Silva G. 1995. Terceira campanha de medições de vazão e amostragem de água e sedimentos na bacia do rio Madeira e no rio Amazonas. Publ. HiBAm, Brasília, 63 p.
- Guyot J.L., Filizola N., Quintanilla J., Cortez J. 1996. Dissolved solids and suspended sediment yields in the Rio Madeira basin, from the Bolivian Andes to the Amazon, 55-63. *In Erosion and Sediment yield : Global and Regional Perspectives*, Exeter, July 1996. IAHS Publ. 236.

- Guyot J.L., Guimarães V., Santos J.B., Longuinhos R., Conceição S. da. 1994. Primeira campanha de medições de vazão com ADCP no Rio Amazonas. Publ. HiBAm, Brasília, 29 p.
- Guyot J.L., Roche M.A., Noriega L., Calle H., Quintanilla J. 1990. Salinities and Sediment Transport in the Bolivian Highlands. Journal of Hydrology 113 : 147-162.
- Hicks D.M., Duncan M.J. 1997. The efficiency of depth-integrating samplers in sampling the suspended sand load in gravel bed rivers. Journal of Hydrology 201, 138-160.
- Hiez G., Cochonneau G., Séchet P., Fernandes U.M. 1991. Aplicação do método do Vetor Regional à análise da pluviometria anual da bacia amazônica, 367-377. In IX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, ABRH, Rio de Janeiro, Anais 1.
- Hoorn C., Guerrero J., Sarmiento G.A., Lorente M.A. 1995. Andean tectonics as a cause for changing drainage patterns in Miocene northern South America. Geology, 23(3): 237-240.
- IBGE. 2002. Resultados do Censo 2000. <http://www.ibge.gov.br/censo/default.php>
- INPE. 2001. Monitoring of the brazilian Amazonian forest by satellite, report 1999-2000. <http://sputnik.dpi.inpe.br:1910/col/dpi.inpe.br/lise/2001/05.16.09.55/doc/html/capa.htm>
- INPE. 2002. Monitoring of the brazilian Amazonian forest by satellite, report 2000-2001. <http://sputnik.dpi.inpe.br:1910/col/dpi.inpe.br/lise/2002/06.12.13.16/doc/capa.htm>
- ISRIC. 2003. Soil and terrain database for Latin America and the Caribbean (1 :5.000.000). The FAO – Land and Water Digital Media Series nº5. <http://www.isric.nl/>
- Jacon G., Cudo K.J. 1987. Calibragem de posto fluviométrico : roteiro, cuidados e recomendações, 279-288. In VII Simpósio de recursos hídricos, ABRH, Salvador, Novembro de 1987, Anais 2.
- Jacon G., Cudo K.J. 1989. Hidrologia : Curva-Chave, Análise e Traçado. Publ. DNAEE-ORSTOM, Brasilia, 273 p.
- Julien P. 1995. Erosion and sedimentation. Cambridge University Press. Cambridge, UK.
- Kohlepp G. 1978. Erschließung und wirtschaftliche Inwertsetzung Amazoniens. Geogr. Rundschau 30 : 2-13.

- Laraque A., Guyot J.L., Seyler P., Filizola N. 1998. Nona campanha de medições de vazão e amostragem de água e sedimentos no Encontro das Águas, Setembro de 1997. Publ. HiBAm, Brasília, 52 p.
- Laraque A., Kosuth P., Filizola N., Seyler P., Guimarães V., Guyot J.L. 1998. 12a campanha de medições de vazão e amostragem de água na bacia do rio Negro e no rio Amazonas. Publ. HiBAm, Brasília, 76 p.
- Laraque A., Oliveira E., Guyot J.L., Filizola N., Seyler P., Guimarães V. 1998. 11a campanha de medições de vazão e amostragem de água nas bacias dos rios Madeira, Branco e no rio Solimões-Amazonas. Publ. HiBAm, Brasília, 81 p.
- Le Cointe P. 1935. Les crues annuelles de l'Amazone et les récentes modifications de leur régime. Annales de Géographie, 44: 614-619.
- Long Y. 1989. Manual on operational methods for the measurement of sediment transport. Operational Hydrology Report 29, W.M.O., Geneve, 170 p.
- Maneux E. 1998. Erosion mécanique des sols et transports fluviaux de matières en suspension : application des systèmes d'information géographique dans les bassins versants de l'Adour, de la Dordogne et de la Garonne. Thèse de l'Université de Bordeaux I, 251 p.
- Martinelli L.A., Forsberg B.R., Victoria R.L., Devol A.H., Mortatti J., Ferreira J.R., Bonassi J., Oliveira E. 1993. Suspended sediment load in the Madeira River. Mitt. Geol.-Paänont. Inst. Univ. Hamburg, Sonderband 74, 41-54.
- Meade R.H. 1985. Suspended Sediment in the Amazon River and its Tributaries in Brazil during 1982-1984. U.S. Geological Survey Open File Report 85-492, Denver, 39 p.
- Meade R.H. 1988. Movement and storage of sediment in river systems, 165-179. *In* Physical and chemical weathering in geochemical cycles. Ed. Lerman, A & Maybeck, M., Kluwer, Dordrecht.
- Meade R.H., Dunne T., Richey J.E., Santos U.M., Salati E. 1985. Storage and Remobilization of suspended Sediment in the lower Amazon River of Brazil. Science 228 : 488-490.
- Meade R.H., Nordin C.F., Curtis W.F., Costa Rodrigues F.M., Do Vale C.M., Edmond J.M. 1979. Sediment loads in the Amazon River. Nature 278 : 161-163.
- Meade R.H., Rayol J.M., Conceição S.C., Natividade J.R.G. 1991. Backwater effects in the Amazon river basin of Brazil. Environ. Geol. Water Sci., 18(2) : 105-114.

- Meade R.H., Weibezahn F.H., Lewis W.M., Pérez Hernández D. 1990. Suspended-sediment budget for the Orinoco River, 55-79. *In* The Orinoco River as an Ecosystem, Weibezahn F.H., Alvarezé H. & Lewis W.M. (Eds.), Caracas.
- Melfi A., Fritsch E., Boulet R., Seyler F., Carvalho A., Magat P. 1996. Distribuição dos solos nas paisagens lateríticas da Amazônia. Elaboração de um modelo conceitual ilustrando a evolução hydro-bio-geoquímica destas paisagens. *In* XIII Congresso Latino Americano de Ciência do solo, 4-8 Agosto, Águas de Lindoia, SP, Brasil.
- Milliman J.D., Meade R.H. 1983. World wide delivery of river sediment to the ocean. Journal of Geology, 91(1): 1-21.
- Milliman J.D., Syvitzki J.P.M. 1992. Geomorphic / tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. Journal of Geology, 100: 525-544.
- Molinier M., Guyot J.L., Callède J., Guimarães V., Oliveira E., Filizola N. 1997. Hydrologie du bassin amazonien, 24-41. *In* Environnement et développement en Amazonie brésilienne, Théry H. (ed.), Publ. Belin, Paris.
- Molinier M., Guyot J.L., Oliveira E., Guimarães V. 1996. Les régimes hydrologiques de l'Amazone et de ses affluents, 209-222. *In* L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement, Paris, Mai 1995. IAHS Publ. 238.
- Molinier M., Guyot J.L., Oliveira E., Guimarães V., Chaves A. 1995. Hydrologie du bassin de l'Amazone, 335-344. *In* Grands Bassins Fluviaux Périallantiques, PEGI, Paris, Nov. 1993.
- Molinier M., Maia A.C. da S., Santos D.F dos. 1991. Balanço hídrico da bacia amazônica. Metodologia e primeiros resultados, 158-167. *In* IX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, ABRH, Rio de Janeiro, Anais 1.
- Moreira-Turcq P., Seyler P., Guyot J.L., Etcheber H. 2003. Characteristics of organic matter in the mixing zone of the Rio Negro and Rio Solimões of the Amazon River. Hydrological Processes, 17 : 1393-1404.
- Moreira-Turcq P., Seyler P., Guyot J.L., Etcheber H. 2003. Exportation of organic carbon from the Amazon River and its main tributaries. Hydrological Processes, 17 : 1329-1344.

- Nittrouer C.A., Kuehl S.A., DeMaster D.J., Kowsmann R.O. 1986. The deltaic nature of Amazon shelf sedimentation. Geological Society of America Bulletin 97 : 444-458.
- Nunn J., Aires J.R. 1988. Gravity anomalies and flexures of the lithosphere at the middle Amazon basin, Brazil. Journal of Geophysical Research, V.39, B1, p.415-428.
- Olivry J.C., Bricquet J.P., Thiébaux J.P. 1989. Bilan annuel et variations saisonnières des flux particuliers du Congo à Brazzaville et de l'Oubangui à Bangui. La Houille Blanche, 3: 311-315.
- Olivry J.C., Bricquet J.P., Thiébaux J.P., Sigha N. 1988. Transport de matières sur les grands fleuves des régions intertropicales : les premiers résultats des mesures de flux particuliers sur le bassin du fleuve Congo, 509-521. In Sediment Budgets, Bordas M.P. & Walling D.E. (eds.), IAHS Publ. 174.
- Oltman R.E. 1968. Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon. U.S. Geological Survey Circ., 552, 16 p.
- Oltman R.E., Sternberg H.O.R., Ames F.C., Davis L.C. 1964. Amazon river investigations reconnaissance measurements of July 1963. U.S. Geological Survey Circ., 486, 15 p.
- Pardé M. 1936. Les variations saisonnières de l'Amazone. Annales de Géographie, 45: 502-511.
- Pardé M. 1954. Sur le régime et spécialement sur les variations saisonnières des cours d'eau brésiliens. La Houille Blanche, 823-846.
- Petri S., Fúlfaro V.J. 1988. Geologia do Brasil. Ed. USP São Paulo, Biblioteca de Ciências Naturais, 631 p.
- Pinet P., Souriau M. 1988. Continental erosion and large scale relief. Tectonics, 7: 563-582.
- Poterfield G. 1972. Computation of fluvial sediment discharge. In: Techniques of Water Resources Investigations of the U.S. Geological Survey, Chp.3, Book 3, Denver. 66 p.
- Prance G.T., Lovejoy T. 1985. Key environments : Amazonia. Pergamon Press, Oxford. 442 p.
- Probst J.L. 1990. Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale. Mécanismes, bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d'années. Thèse de Docteur es Sciences Naturelles, Institut de Géologie, Strasbourg, 185 p.

- Putzer H. 1984. The geological evolution of the Amazon basin and its mineral resources, 15-46. In The Amazon, Sioli H. (ed.), W. Junk, Dordrecht.
- Räsänen M.E., Linna A.M., Santos J.C.R., Negri F.R. 1995. Late miocene tidal deposits in the Amazonian foreland basin. Science, Vol.269 : 387-390.
- Räsänen M.E., Neller R., Salo J., Junger H. 1992. Recent and ancient fluvial deposition systems in the Amazonian foreland basin, Peru. Geol. Mag. 129 (3) : pp.293-306.
- Räsänen M.E., Salo J.S., Jungnert H., Pittman L.R. 1990. Evolution of the Western Amazon Lowland Relief : impact of Andean foreland dynamics. Terra Nova 2 : 320-332.
- RDI. 1989. Acoustic Doppler Current Profilers. Principles of Operation : A Practical Primer. Publ. RDI, San Diego, 36 p.
- Richey J.E., Meade R.H., Salati E., Devol A.H., Nordin C.F., dos Santos U. 1986. Water discharge and suspended sediment concentrations in the Amazon river. Water Resources Research, 22(5): 756-764.Schmidt, 1972
- Roche M.A., Aliaga A., Campos J., Peña J., Cortes J., Rocha N. 1990. Hétérogénéité des précipitations sur la cordillère des Andes boliviennes, 381-388. In Hydrology in Mountainous Regions, H. Lang & A. Musy (eds.), IAHS Publ. 193.
- Rodier J. 1964. Régimes hydrologiques de l'Afrique Noire à l'Ouest du Congo. Mémoires Orstom 6. Orstom, Paris, 137 p.
- Salati E., Marques J., Molion L.C.B. 1978. Origem e distribuição das chuvas na Amazônia. Interciência 3 : 200-206.
- Schmidt G.W. 1972. Amounts of suspended solids and dissolved substances in the middle reaches of the Amazon over the course of one year (August, 1969 - July 1970). Amazoniana 3(2) : 208-223.
- Schobbenhaus C. et al. 1980. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil. Ed. MME/DNPM, Brasília.
- Seyler, F., Muller, F., Cochonneau, G., Guimarães, L., J.L. Guyot, J.L. (accepted) Watershed delineation of the Amazon sub-basins system using GTOPO30 DEM and a drainage network obtained from JERS SAR images. Hydrological Processes
- Shukla J., Nobre C., Sellers P. 1990. Amazon deforestation and climate change. Science, 247: 1322-1325.

- Sioli H. 1950. Das Wasser im Amazonasgebiet. Forschungen und Fortschritte 21/22 : 274-280.
- Sioli H. 1964. General features of the limnology of Amazonia. Verh. Internat. Verein. Limnol. 15 : 1053-1058.
- Sioli H. 1984. The Amazon and its main affluents: hydrography, morphology of river courses, and river types, 127-165. *In* The Amazon, Sioli H. (ed.), Junk.
- Sternberg H.O'R. 1975. The Amazon River of Brazil. Geographische Zeitschrift 40, 74 p.
- Sternberg H.O'R. 1987. Aggravation of floods in the Amazon River as a consequence of deforestation ? Geografiska Annaler 69A(1) : 201-219.
- Sternberg H.O'R. 1995. Waters and wetlands of Brazilian Amazonia: an uncertain future, 113-179. *In* The fragile tropics of Latin America: sustainable management of changing environments, Nishizawa T. & Uitto J.I. (eds.), United Nations University Press, Tokyo.
- Summerfield M.A., Hulton N.J. 1994. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. Journal of Geophysical Research, 99: 13871-13883.
- USGS. 1998. Carte géologique digitale de l'Amérique du Sud. Open File Report 97-470D. www.usgs.gov
- Walling D.E., Webb B.W. 1985. Estimating the discharge of contaminants to coastal waters by rivers, some cautionary comments. Marine Pollution Bulletin, 16(12): 488-492.
- Whitmore T.C., Prance G.T. 1987. Biogeography and Quaternary History in Tropical America. Claredon Press, Oxford. 214 p.
- WMO. 1994. Guide to hydrological practices. WMO Geneve, Pun n°168, 5th. ed., 735 p.